

# **Antwort des Kieler Klimamodells auf Schmelzwassereinträge von der Antarktis**

Bachelorarbeit im  
**B.Sc. Physik des Erdsystems:  
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik**

Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung in Kiel

Gunnar Behrens

Matrikelnummer: 1013684

Erstprüfer: Dr. Thomas Martin  
Zweitprüfer: Prof. Dr. Mojib Latif

Kiel, November 2016



# Inhaltsverzeichnis

0. Abstrakt.....	1
1. Einleitung.....	1
2. Methodik.....	5
3. Ergebnisse.....	
3.1. Der Parameter Meereis und dessen Beeinflussung durch die Süßwassereinträge.....	9
3.2. Der Parameter 2m Temperatur und deren Beeinflussung durch die Süßwassereinträge...	14
3.3 Der Parameter Bodendruck und dessen Beeinflussung durch die Frischwassereinträge....	22
3.4 Die Beeinflussung des Ozeans im Bereich des Weddell-Meeres durch Süßwassereinträge .....	25
4. Diskussion.....	33
Referenzen.....	39
Anhang.....	41
Erklärung	



## **0. Abstrakt**

In der folgenden Bachelorarbeit wird ersichtlich, dass die Antwort des Kieler – Klima – Modells auf Schmelzwassereinträge von der Antarktis keinesfalls lokal als auch zeitlich beschränkt sind. So konnte ein Zusammenhang zu steigenden bzw. stagnierenden Meereisausdehnungen im Zeitraum 1300 bis 1340 gefunden werden. Dieser wurde auch von *Bintanja et al.* (2015) ab einen gewissen Süßwassereintrag von 120 Gt/yr oder 0.0038 Sv nachgewiesen.

Weiterhin tragen solche Schmelzwassereinträge tendenziell in geringem Umfang zur Abmilderung der durch den Anstieg des Kohlenstoffdioxidgehalts hervorgerufenen Erwärmung der südlichen Hemisphäre bei.

Eine Intensivierung des Weddellwirbels durch Süßwassereinträge konnte ebenso nachgewiesen werden, vgl. *Behrens et al.* (2016). Weiterhin wird die hemmende Wirkung der durch Schmelzwassereinträge hervorgerufenen Verringerung des oberflächennahen Salzgehalts auf Tiefenkonvektionsereignisse im Bereich des Weddell-Meer aufgezeigt (*Goose et al.* (2014)).

## **1. Einleitung**

Der Antarktische Eisschild bildet mit einer Oberfläche ca. 14 Millionen km<sup>2</sup> und einer durchschnittlichen Dicke von 1937m, basierend auf den Daten des British Antarctic Survey, den weltgrößten Süßwasserspeicher. Das Gesamtvolumen des Eises beträgt laut Berechnungen von *Fretwell et al.* (2013) etwa 26.92 Millionen km<sup>3</sup>.

In Folge des voranschreitenden Klimawandels, insbesondere der rasanten Erwärmung polarer Breiten, kommt es zu einer Intensivierung der Schmelzwassereinträge in den die Antarktis umschließenden Antarktischen Ozean. Aus Daten des Gravity Recovery and Climate Experiment der NASA (kurz: GRACE) wird nach *Velicogna* (2009) ersichtlich, dass der Massenverlust des Antarktischen Eisschildes sich in der kurzen Zeit von 2002 auf 2009 um durchschnittlich  $-26 \pm 14$  Gt/yr<sup>2</sup> vergrößert hat. So lag er in der Periode 2006-2009 bereits bei 246 Gt/yr. Dies entspricht, angesichts der gravimetrischen Messungenauigkeiten, theoretisch einem jährlichen Volumenfluss von  $246 \cdot 10^9$  m<sup>3</sup> oder aber 0.0078 Sv.

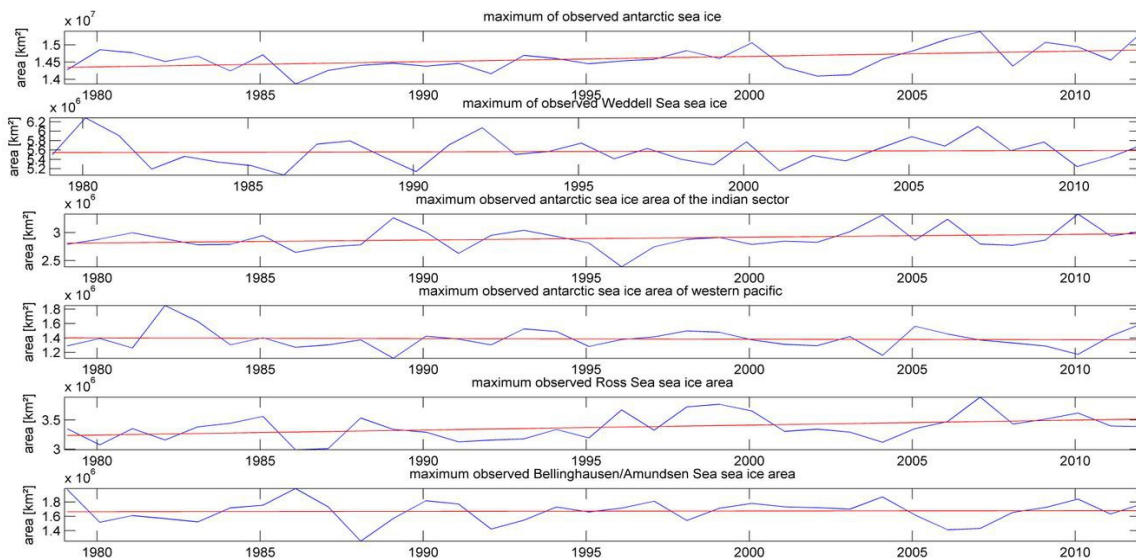
Die folgende Bachelorarbeit wird den Fokus auf den Einfluss dieses Süßwassereintrages auf Ozean als auch Atmosphäre lenken. Dazu wurde dieser mit dem Kiel Climate Model (kurz: KCM) simuliert. Zuallererst soll jedoch noch kurz auf interessante Beobachtungsdaten zum Thema eingegangen werden. Da diese die Grundlage für die spätere kritische Auseinandersetzung mit den Modelldaten bilden soll.

Ausgehend vom Beginn der Satellitenbeobachtung der globalen Meereisverteilung durch die NASA im Jahr 1979 konnte festgestellt werden, dass sich die Meereisfläche im Bereich des Antarktischen Ozeans leicht vergrößert. Im krassen Gegensatz dazu steht die rapide Abnahme des Meereises auf der Nordhalbkugel bis auf weniger als 14.52 Millionen km<sup>2</sup> im Jahr 2016. Bereits zum 13 mal in Folge konnte ein neues Rekordminimum verzeichnet werden.

Obwohl auch auf der Südhemisphäre in polaren Breiten die Temperaturen anstiegen, zeigte sich hier eine gegenläufige Entwicklung. Unter Beachtung der Messungenauigkeit, es wird nur eine Meereisbedeckung von größer gleich 15% der Gesamtfläche als Meereis gewertet, wurden diese Ergebnisse erzielt.

In Figur 1 ist beispielsweise die jährliche maximale durch Meereis bedeckte Fläche für den Zeitraum 1979 bis 2012 aufgetragen. Die Daten kommen aus der frei zugänglichen monatlich gemittelten „Antarctic Sea Ice Timeseries“ Datenbank der NASA. Es ist deutlich erkennbar, dass

der Antarktische Ozean von 1979 an immer stärker von Meereis bedeckt wird. Figur 1 stellt auch die beobachtete regionale Entwicklung dar. Der zirkumpolare Ozean wird dazu in fünf Teilbereiche aufgeteilt. Der erste Bereich entspricht in etwa dem Weddellmeer sowie den südlichsten Gebieten des Atlantiks zwischen 60° westlicher Länge und 20° östlicher Länge. Das daran östlich anschließende Gebiet (20°O-90°O) beinhaltet die Mackenzie Bucht als auch die Davissee. Es wird als indischer Teil des Antarktischen Ozeans bezeichnet. Der dritte Teilbereich erstreckt sich zwischen 90°O (östl. Indik) und 160°O (westlicher Pazifik). Darauf folgend wird die Ross-See (160°O- 130°W) als eigenständiger Meeresbereich geführt. Die letzte Abteilung (130°W-60°W) umfasst die Amundsen-, die östlich gelegene Bellinghausen-See sowie die Küstengebiete entlang der Antarktischen Halbinsel einschließlich der Drake-Straße.



**Figur 1:** Darstellung der jährlichen maximalen Meereisfläche (auf Basis monatlicher Werte) nördlich des antarktischen Kontinents einschließlich aller Teilgebiete (blau) und entsprechender Trendgeraden (rot)

Die maximale Gesamtmeereisfläche des Antarktischen Ozeans hat sich zwischen 1979 und 2012 von  $14.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  auf annähernd  $15.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  vergrößert, dies entspricht einen relativen Anstieg von 7,7 %. Im Jahr 2014 konnte für wenige Tage sogar im Maximum eine von Meereis bedeckte Fläche von  $20.1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  gemessen werden. Jener Wert ist sogar mehr als 1.4 fach größer als der Anfangswert der Zeitserie aus dem Jahr 1979. In den darauffolgenden Jahren pendelten sich die monatlichen Flächeninhalte wieder deutlich unter dem Extremwert oberhalb von 15 Millionen  $\text{km}^2$  ein.

Ein Großteil der Flächenzuwächse fand dabei in der Ross-See sowie dem indischen Bereich des antarktischen Ozean. Im westlichen Pazifik zeigt sich sogar ein leicht negativer Trend. In den anderen beiden Regionen gab es eine leicht positive Entwicklung. Dennoch bleibt das Weddell-Meer mit deutlichem Abstand das größte Meereis-Reservoir. In ihm liegen fast 3 Achtel der Gesamtmeereisbedeckung der südlichen Hemisphäre.

Gleichwohl werden in diesem Gebiet große Teile des Antarktischen Bodenwasser, einer sehr kalten ( $-0.7^\circ\text{C}$ ) und minder salzigen Wassermasse (34.6 psu), durch Tiefenkonvektion gebildet. Dieses spielt eine wesentliche Rolle im Great Conveyor Belt, sodass seine Eigenschaften in fast jedem Becken der drei großen Ozeane nachgewiesen werden können. Es bildet die dichteste Wassermasse der Welt neben dem Ross-See-Bodenwasser aus. Laut *Behrens et al.* (2016) sollen die Bildungsprozesse in Folge massiver Süßwassereinträge vom antarktischen Kontinent stark gehemmt werden. Dieser Prozess wird auch als Polynya-Konvektion, aus dem Russischen полынья

(eisfreies Loch), beschrieben. Dafür werden einerseits sehr salzhaltige Wassermassen aus der Meereisbildung (brine release) benötigt, als auch eine ausreichende Windschubspannung, die die meereisfreie Wasseroberfläche offen hält. Dadurch wird in großem Maß Wärmestrahlung, latente als auch fühlbare Wärme frei. Wodurch die Wassermasse schnell abkühlt, sich verdichtet und in große Tiefen absinkt. Diese Prozesse konnten im Weddell-Meer noch nicht aktiv gemessen werden, jedoch ihre Auswirkungen durch Satelliten beobachtet werden. Im Jahr 1974 bildete sich im Zentrum des Weddellmeers ein solch „eisfreies Loch“ mit einem Flächeninhalt von etwa 250000 km<sup>2</sup>, vgl. *Carsey* (1980). Jedoch schloss es sich im Jahr 1976 bevor ozeanographische Messungen vorgenommen werden konnten.

Dieses Ereignis galt bis vor Kurzem als einziges Indiz für die Polynya-Theorie. Entgegen der Annahmen mancher Forscher (*de Lavergne et al.* (2014)), die ein Ausbleiben dieses Phänomens in der Zukunft für durchaus möglich ansahen, konnte bereits am 14.8. 2016 durch einen Satelliten („Aqua“) der NASA ein Bild eines solchen eisfreien Lochs in dem Weddell-Meer aufgenommen werden.

Durch die beobachtete Beschleunigung des Masseverlustes des Antarktischen Eisschildes scheint obige Schlussfolgerung gerechtfertigt zu sein.





## **2. Methodik**

Das KCM ist ein gekoppeltes Ozean-und Atmosphärenmodell ohne Flusskorrektur. Die Atmosphäre wird dabei nach *Park et al.*(2010) durch das ECHAM5/6-Modell, mit in diesem Fall Gridzellengröße T63 von (2,8°x2,8°) modelliert. Die Ozeandatenstruktur basiert in den betrachteten Modellläufen auf dem NEMO-Modell, insbesondere dem asymmetrischen ORCA R2-Gitter mit 182x149x 31 Zellen. Eine maximale Meerestiefe von ca. 5250 m kann damit aufgelöst werden.

Beide Systeme sind mittels dem OASIS3-Coupler verbunden, vgl. *Park et al* (2010).

Im Folgenden sollen an Hand von Modellläufen des KCM die Auswirkungen auf Schmelzwassereinträge von der Antarktis analysiert werden.

Hierzu werden drei Modellläufe des KCM (W55,W65,W75) miteinander verglichen. Alle besitzen den selben Startzeitpunkt (1.1.1300). Außerdem sind die Startwerte der Zustandsgrößen für eine Gridzelle in allen drei Läufen identisch. Weiterhin wird für jeden Modelllauf eine genau definierte CO<sub>2</sub> - Entwicklung vorausgesetzt. Der globale Anfangswert beträgt 286.2 ppm, welches ziemlich vergleichbar mit vorindustriellen Kohlenstoffdioxidgehalten der Atmosphäre ist. Anschließend wird pro Jahr ein konstanter Anstieg von einem Prozent modelliert. Sodass im Herbst des Jahres 1346 der doppelte CO<sub>2</sub>-Gehalt herrscht. Nach weiteren 46.67 Jahren, also 1393, wird der dreifache Startwert erreicht. Sobald die Vervierfachung des CO<sub>2</sub> – Gehalts anno 1440 erreicht, wird dieser Wert bis zum Ende der Läufe im Jahr 1499 auf diesem Pegel beibehalten. Der Schlusswert liegt dementsprechend bei 1144.8ppm.

Zwischen allen drei Modellläufen wird einzig das Süßwasserforcing (entspricht dem Parameter *runtoc* im KCM) im Bereich der Antarktis variiert. Die Existenz respektive Entwicklung von kontinentalen Eisschilden wird derzeit von fast allen heutigen Klimamodellen nicht simuliert, deshalb wird fortan formal nur noch von Süßwassereinträgen die Rede sein.

Der W55-Lauf fungiert dabei als eine Art von Kontrolllauf, bei dem kein zusätzlicher Süßwassereintrag entlang der antarktischen Küste addiert wird. Die auftretenden Werte entsprechen vollends dem natürlichen veränderlichen Abfluss des Kontinents, in Abhängigkeit von den dortigen Niederschlägen sowie dem Summanden, der die „Eisschmelze“ imitiert. Letzterer wird schätzungsweise direkt durch die bodennahen Temperaturen des ECHAM5/6 kontrolliert. .

Im W65-Lauf erfolgt eine monatliche Addition von 0.05 Sverdrup Frischwasser integriert über alle Längengrade in küstennahen Gebieten des antarktischen Ozeans.

Analog werden für den Fall W75 sogar 0.1 Sv hinzugefügt.

Die zusätzlichen Süßwassereinträge werden dabei nicht rigoros eingefügt, sondern orientieren sich deutlich an den Standorten der Einflüsse im Kontrolllauf.

Figur 2 stellt die regionalen Durchschnittsfrischwassereinträge aller drei Läufe im Zeitraum von 1300 bis 1499 dar. Die Jahreswerte von W55 südlich von 57°S variieren während der Zeitserie in der Spanne von etwa 8919300 m<sup>3</sup>/s bis 1550500 m<sup>3</sup>/s, der Mittelwert liegt bei 1058400 m<sup>3</sup>/s. Dies. entspricht jährlich aufsummiert etwa der Größenordnung von 1,15 Sv.

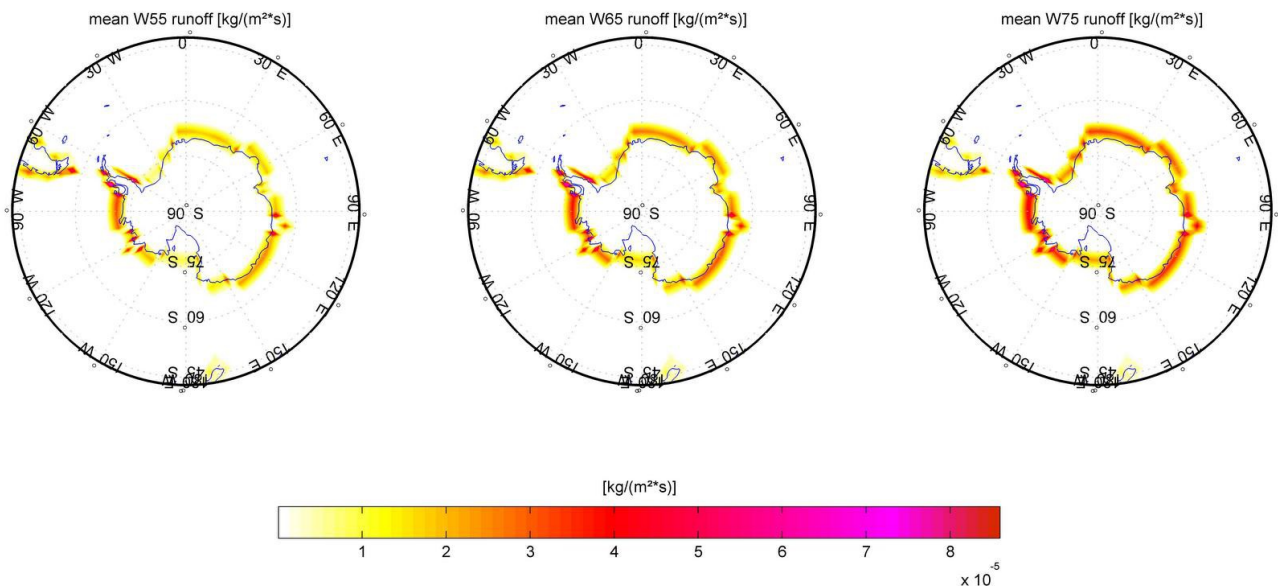
Für W65 schwankt der jährliche Volumenfluss zwischen 1482000 m<sup>3</sup>/s und 2096400 m<sup>3</sup>/s. Im Mittel fließt etwa 1.73 Sv Süßwasser pro Jahr in den Antarktischen Ozean.

Den weitaus größten Süßwassereintrag besitzt, wie zu erwarten war, der W75-Lauf in der Spanne von 2073300 m<sup>3</sup>/s bis zu 2713100m<sup>3</sup>/s. Der Durchschnitt beträgt circa 2.32 Sv pro Jahr.

Daraus lassen sich nun die monatlichen Differenzen zwischen den einzelnen Läufen berechnen.

Zwischen W65 und W55 besitzen jene eine Spanne im Bereich von 0.03 Sv bis 0.06 Sv. Der Mittelwert dieser monatlichen Frischwassereinträge beträgt 0.048 Sv. Die Abweichung zum Sollwert von 0.05 Sv ist dennoch relativ gering und kann durch nordwärtige Verschiebung der Außengrenze des zirkumpolaren Betrachtungsbereich (hier 57°S) weiter angenähert werden. Außerdem hängen die berechneten Werte stark von der Genauigkeit der Breitenangabe ab. So können wenige Zehntelgrad Unterschied eine Abweichung im Volumenfluss von 10 000m<sup>3</sup>/s

bewirken. Die Hauptfehlerquelle liegt aber in der Annahme, dass die Schwingungen in Temperatur- resp. Niederschlagsfeldern in den drei Läufen in Phase sind. Beispielsweise könnte ein trockenes, kaltes Jahr im Bereich der Antarktis im W65 zu geringeren Süßwassereinträgen führen. Wenn es ungünstigerweise mit einem nassen, extrem heißen Jahr im Kontrolllauf zusammenfällt, kann dieser Effekt einen Teil des zusätzlichen Süßwassereintrags aufwiegen. Wodurch die monatliche Differenz der Süßwassereinträge deutlich unterhalb vom Sollwert liegt. Der gegenteilige Effekt sollte ebenso in Betracht gezogen werden.



**Figur 2:** mittlere Süßwassereinträge in den Ozean im Zeitraum vom 1300 bis 1499 in  $[\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})]$   
Größenordnung :  $1 \cdot 10^{-5}$

Im Falle von W75 zu W55 kann man den zusätzlichen Süßwassereintrag mit etwa 0.098 Sv angeben. Die Schwankungen reichen von 0.08 Sv bis 0.12 Sv monatlich.

In Figur 2 ist auch die deutliche Intensivierung der Frischwassereinträge zwischen W55 und W75 erkennbar. Die Maxima der jeweiligen Kontrollläufe liegen dabei im Bereich der Bellingshausen-See bzw. der östlich anschließenden Antarktischen Halbinsel. Die Küstengebiete nördlich von Königin-Maud-Land bis zur Ostgrenze der Ross-See als auch Teilbereiche der Amundsen-See weisen hohe Süßwassereinträge auf. Auffällig sind jedoch die etwas geringeren Süßwassereinträge im Großteil der Ross-See. Eine Erklärung dafür könnte in der Existenz des Ross-Schelfeises liegen. Es fällt für diesen Parameter in die Landmaske des Modells. An seinen Rändern kalben meist gewaltige Eisberge ab, der Eintrag von Schmelzwässern spielt eine deutlich untergeordnete Rolle. Aus diesem Grund werden im Modell, als Annäherung an die dortigen realen Verhältnisse, geringere Frischwassereinträge simuliert. Gleiches gilt für die südsüdöstlichen Bereiche des Weddell-Meeres, wo mit dem Ronne- respektive Filchner-Schelfeis zwei kleinere beständige Schelfeisfelder bestehen. Einzig entlang der Westküste der Antarktischen Halbinsel werden teils sehr hohe Frischwassereinträge simuliert.

In Folge der oben beschriebenen Verteilung können nun auch Rückschlüsse auf die regionalen Auswirkungen der Frischwassereinträge gezogen werden.

Dazu werden im Hauptteil meistens die Differenzen eines Parameters zwischen den einzelnen Modellläufen betrachtet. Die Differenz W65-W55 symbolisiert dabei die Auswirkungen von Frischwassereinträgen, welche bereits in ähnlichen Versuchen mit anderen Klimamodellen simuliert wurden.

Die zweite Variante W75-W55 stellt die Folgen extrem hoher Süßwassereinflüsse in den Antarktischen Ozean dar. Sie sollten dennoch in Anbetracht der Beschleunigung der jährlichen Massenverluste des Antarktischen Eisschildes auch in den Fokus gerückt werden. Unter der Annahme einer gleichmäßigen Beschleunigung von  $+26 \text{ Gt/yr}^2$  und dem Startwert von  $246 \text{ Gt/yr}$  im Jahr 2009, vgl. *Velicogna* (2009), könnte eine Verdopplung des Massenflusses binnen von zehn Jahren in 2019 theoretisch gemessen werden. Aus diesem Grund kann nicht ausgeschlossen werden, dass der monatlich aufsummierte Frischwassereintrag von  $0.1 \text{ Sv}$  zukünftig eher realistisch sein sollte. Derzeitig werden durch das British Antarctic Survey und andere nationale Forschungseinrichtungen, welche sich mit der Glaziologie der Antarktis befassen, weitreichende Untersuchungen zur Stabilität der beiden Eisschilde unternommen. Sie besitzen das Ziel akkuratere Aussagen über die Entwicklung des Frischwassereintrages treffen zu können. Insofern ist es durchaus gerechtfertigt neben den Einstrom von  $0.05 \text{ Sv}$  auch einen doppelt so großen Volumenfluss zumindest für zukünftige Prognosen zu verwenden.

Deshalb werden die Auswirkungen beider Differenzen in dieser Arbeit dargestellt.

Teilweise werden auch in jener Flächenberechnungen vorgenommen, diese erfolgen auf Basis des ECHAM 5/6 T63-Grid. Die nördlichste Gitterzellengrenze liegt somit bei  $87.9^\circ \text{N}$ , jene der Südlichsten bei  $87.9^\circ \text{S}$ . In beiden Hemisphären schließt also das Gitter nicht direkt an den Polen ab. Die Gitterzellenbreite dazwischen beträgt etwa  $2.8^\circ$ . Dementsprechend wird ein Vektor erstellt, der den Kosinus an allen Gittergrenzen berechnet.

Die Gitterbreite entspricht der Differenz in geographischer Breite zwischen nördlichen und südlichen Gittergrenze multipliziert mit  $110946 \text{ m}$ , der Entfernung zwischen zwei aufeinanderfolgenden Breitenkreisen.

Die Gitterlänge ist das Produkt aus der Differenz in geographischer Länge zwischen westl. und östl. Gittergrenze sowie  $111319 \text{ m}$ . Dieser Abstand liegt am Äquator zwischen zwei benachbarten Meridianen vor.

Die Fläche ergibt sich schließlich aus dem Produkt aus Gitterlänge, Gitterbreite sowie dem, von der geographischen Breitenlage abhängigen, Kosinuswert. Unter Berücksichtigung der Abplattung der Erde kann somit ein relativ genauer Flächeninhalt jeder Gitterzelle bestimmt werden.

Erwartungsgemäß beträgt jener in den am nördlichsten / südlichsten Gridzellen nur  $3583 \text{ km}^2$ . Am Äquator besitzt ein Gitterelement eine Fläche von  $96905 \text{ km}^2$ , ist also 27-fach so groß.

Ebenso besitzen alle Gitterzellen entlang eines Breitenkreises die selben Flächeninhalte.

Im Folgenden werden die zu untersuchenden Parameter mitunter über 50 Jahre gemittelt dargestellt. Somit ergeben sich die formalen Referenzzeiträume der Jahre 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449, 1450-1499. Diese Auswahl beruht auf der stark gerundeten Zeitspanne, in der sich der  $\text{CO}_2$  – Gehalt verdoppelt oder ein Vielfaches des Startwertes erreicht wird. In diesem Fall sind dies 46.6 Jahre, welche auf 50 Jahre aufgerundet werden. Im Zeitraum 1450-1499 wird von einem konstanten Kohlenstoffdioxidgehalt ausgegangen, trotzdem sollen auch in dieser Periode die Auswirkung des Frischwassereintrages analysiert werden. Da diese, wie oben beschrieben, um gewisse Werte schwanken.

Die Frage wird dabei sein, ob die Einflüsse der Süßwassereinträge regional als auch zeitlich begrenzt sind oder selbst global Veränderungen auftreten werden.



### 3. Ergebnisse

#### 3.1. Der Parameter Meereis und dessen Beeinflussung durch die Süßwassereinträge

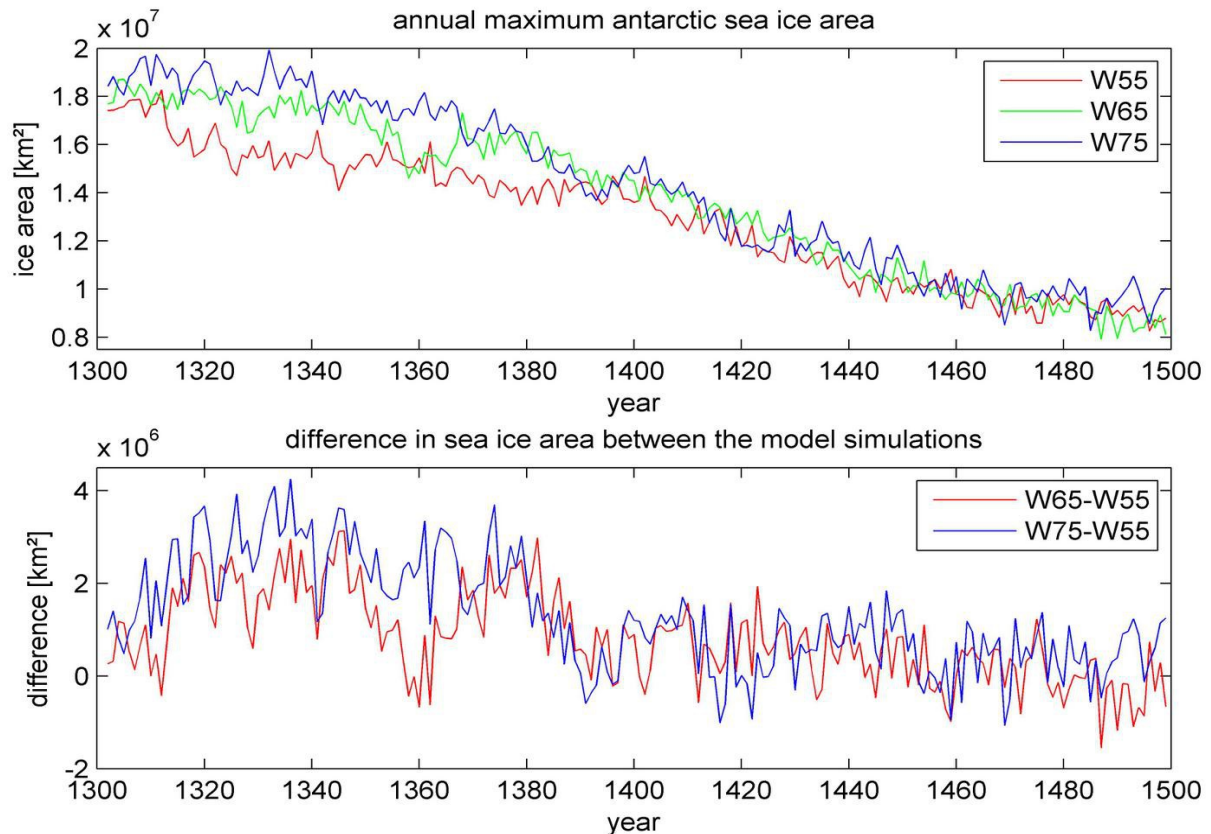
Die Meereisbildung hängt stark vom Salzgehalt sowie der Temperatur des Oberflächenwassers ab. Der Gefrierpunkt von Meerwasser kann dabei um fast 2K schwanken. Beispielsweise können sich an der Oberfläche küstennaher Regionen mit großem Süßwassereintrag (Finnischer Meerbusen), dementsprechend minimaler Salinität, bereits bei einer Temperatur von knapp unter 0°C dünne Eisschichten bilden. Im Gegensatz dazu bildet sich in Meeresregionen mit salzigem Oberflächenwasser, wie z.B. der Grönlandsee, mitunter im Minimum erst ab -2°C Meereis.

Die Regionen entlang der Antarktis südlich des Antarktischen Zirkumpolar Storms (kurz: ACC) weisen jedoch leicht geringere Salzgehalte auf, welche oberflächennah im Bereich von 34,5 psu liegen. Dementsprechend liegt der Gefrierpunkt leicht höher bei ca. -1.8°C. Basierend auf diesen Annahmen lässt sich ein kleines Gedankenexperiment starten. Angenommen das Oberflächenwasser hätte im westlichen Weddel-Meer eine Temperatur von annähernd -1.8°C, so könnte sich bei einem Salzgehalt von 34.5 psu Meereis bilden. Steigt die Oberflächentemperatur um 0.2 K an, wird dieser Prozess unmöglich. Verringert sich aber der Salzgehalt gleichfalls durch Diffusion mit frischen salzarmen Wasser um 2 psu könnte sich wiederum Meereis bilden. Dieses Paradoxon wurde von *Zunz et al.* (2015) als mögliche Ursache für die sich vergrößernde Meereisfläche im Antarktischen Ozean benannt. So könnte der positiven Temperaturtrend der Meeresoberfläche in diesem Bereich durch eine mögliche Salzgehaltsverringerung in Folge sich intensivierender Süßwassereinträge ausbalanciert bzw. sogar Letztere dominiert werden. Die Meereisfläche könnte somit auf interannualen Zeitskalen, unter Vernachlässigung interner Variabilität, konserviert werden. Ein Anstieg kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden.

Die betrachteten Modellläufe des KCM zeigen zum Teil ähnliche Entwicklungen. Dazu wurde der Parameter „seai<sub>c</sub>“ im Atmosphärenmodell analysiert. Die Daten lagen als relative Meereisbedeckung in der Gridzelle vor. Eine Hochpassfilterung bzgl. 0.15 wurde vorgenommen, sodass Werte unterhalb dieser Marke nicht als Meereis gewertet werden. Außerdem wurden die Werte mit der Gridzellenfläche multipliziert und somit in Flächenangaben (km<sup>2</sup>) umgerechnet. In allen drei Modellläufen weisen die Werte der ersten 18 Monate einen extrem positiven Anstieg auf. Eine Erklärung dafür könnte in der Hochpassfilterung liegen. Da die Meereisbedeckung in den ersten zwei Jahren oftmals deutlich geringer als 0.15 ist. Möglicherweise könnte dies mit dem Einschwingen / Hochfahren des KCM zusammenhängen. Auf jeden Fall ist eine Verfünffachung der Meereisfläche binnen einem Jahr von 1300 bis 1301 stark unrealistisch. Aus diesem Grund wird die Datenreihe erst ab dem Jahr 1302 analysiert. In Figur 3a ist die jährliche maximale antarktische Meereisbedeckung aller Modellläufe südlich von 43°S dargestellt. Figur 3b zeigt die Differenzen W65-W55 respektive W75-W55.

In allen drei Modellläufen liegen die Startwerte leicht über der derzeit beobachteten maximalen monatlichen antarktischen Meereisausdehnung, siehe Figur 1. Die Abweichung zwischen W75 im Jahr 1302 ( $18.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ) und den real gemessenen Wert von 2012 ( $15.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ) beträgt etwa 3 Millionen km<sup>2</sup>. Wenn aber der Extremwert aus 2014 einbezogen wird, so zeigt sich, dass die modellierten Meereisflächen eine plausible Größe besitzen. Die Anfangswerte von W65 als auch W55 sind mit 17.7 Millionen km<sup>2</sup> bzw.  $17.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  deutlich kleiner im Vergleich zum Modelllauf mit dem stärksten Süßwassereintrag. Während im W55 die Meereisfläche in den folgenden fünf Dekaden auf ein Niveau unterhalb von 16 Millionen km<sup>2</sup> absinkt, steigen W65 und W75 sogar zwischenzeitlich um mehr als eine Million km<sup>2</sup> zu ihrem Anfangswert an. Der Modelllauf mit dem größten Frischwassereintrag erreicht dabei seine größte maximale monatliche Meereisausdehnung

im Jahr 1332 mit knapp unter  $20 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ . Für W65 liegt jener bei 18.7 Millionen  $\text{km}^2$  im Jahr 1305. Die beiden Modellläufe mit Süßwassereintrag fallen zum Ende der ersten fünf Dekaden leicht auf das Niveau ihrer Anfangswerte ab. Jedoch folgen sie in dieser Zeitspanne keinesfalls der



**Figur 3:** 3a) maximale monatliche Meereisausdehnung im Antarktischen Raum zwischen 1302-1499  
3b) Differenz zwischen W65-W55 und W75-W55

negativen Entwicklung des Kontrolllaufs. Die Differenz zwischen den Läufen W65 und W55 ist somit während der ersten fünfzig Jahren fast ausschließlich positiv. D.h. das Meereis besitzt im W65-Lauf eine bis zu 3.3 Millionen  $\text{km}^2$  größere Ausdehnung als im Lauf ohne zusätzlichen Frischwassereintrag. Für W75 erreicht der Flächenunterschied sogar eine Größe von annähernd 4 Millionen  $\text{km}^2$ . In den 1350er Jahren kommt es im W65 zu einer signifikanten Verringerung der Meereiskonzentration auf der Südhemisphäre. Im selben Zeitraum weist der Kontrolllauf nur noch eine sehr geringe negative Entwicklung des Parameters auf. Dadurch gibt es eine stark rückläufige Differenz, welche zwischen 1357 und 1360 sogar mit negativen Vorzeichen behaftet ist. Eine mögliche Erklärung dafür könnte beispielsweise ein länger anhaltendes Deep-Convection-Ereignis sein. In diesem Fall wäre großflächig relativ zur Umgebung warmes Wasser oberflächennah eingeströmt. Wodurch die Eisbildung stark gehemmt, bzw. bestehendes Meereis geschmolzen ist. Dieses lokale Minimum an Meereisausdehnung endet etwa 1365, danach erfolgt ein sprunghafter Anstieg im W65 um über 2 Millionen  $\text{km}^2$ . Es kommt in Folge dessen zur Angleichung beider Differenzen, welche in der restlichen Zeitserie eine ähnliche Entwicklung zeigen. Im Fall von W75 existiert ab 1360 ein prägnanter negativer Trend. Die monatliche maximale Meereisausdehnung geht allein im Zeitraum von 1360 bis 1390 um etwa 3 Millionen  $\text{km}^2$  zurück. Die Kurve gleicht sich in den 1390er Jahren mit jener von W55 an, wodurch die Differenz teilweise negativ wird. Der Anstieg von W65 ist zwischen 1360 und 1390 betragsmäßig kleiner als jener von W75. Somit

erfolgt erst im Jahr 1395 eine Angleichung an die Kurve des Kontrolllaufs.

Darauffolgend schwankt die antarktische Meereisfläche von W75 resp. W65 um den Wert des Laufs ohne zusätzlichen Frischwassereintrag. Die Schwankungsbreite liegt in der Größenordnung von einer Million km<sup>2</sup> Meereis. Alle drei Kurven zeigen einen eindeutig negativen Trend. Sodass im Jahr 1499 im W55-Lauf nur noch eine Fläche von maximal  $9 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> im Antarktischen Ozean mit Meereis bedeckt ist. Für die Läufe mit zusätzlichem Süßwassereintrag zeichnet sich ein ähnliches Bild, z.B. besitzt die Meereisfläche um die Antarktis im W75 eine finale Ausdehnung von knapp 10 Millionen km<sup>2</sup>. Der Wert von W65 liegt dabei sogar noch deutlich unterhalb des Kontrolllaufs.

In allen drei Fällen lässt sich also eine starke Verringerung der Meereisfläche innerhalb von zwei Jahrhunderten um etwa 9 Millionen km<sup>2</sup> erkennen.

Im Großen und Ganzen wird ersichtlich, dass der Süßwassereintrag die Meereisreduktion in Folge des starken CO<sub>2</sub> – Anstiegs nur in den ersten fünf Dekaden ausbalancieren kann. Der kurzzeitig positive Trend in der monatlich maximalen Meereisfläche in W75 resp. W65 kehrt sich bereits ab 1340 um, sodass ein positives Feedback für den gesamten Zeitraum auch nicht ersichtlich wird.

Gleichwohl sollten andere Faktoren, wie beispielsweise die Meereisdicke, vor einem abschließenden Urteil in Betracht gezogen werden. Eine gesteigerte Windschubspannung im Bereich des Antarktischen Ozeans könnte einen negativen Effekt im vertikalen Wachstum des Meereises haben. Da sich dünne Treibeisflächen in Folge der Rauigkeit des Ozeans kaum verdichten können. In Folge dessen wäre der positive Trend in den ersten vierzig Jahren im Parameter „siced“ des KCM nicht zwingend erkennbar. Da jener hauptsächlich das Auseinanderdriften der Meereisfelder und anschließender Neubildung einer dünnen Eisschicht in den eisfreien Bereichen darstellen würde.

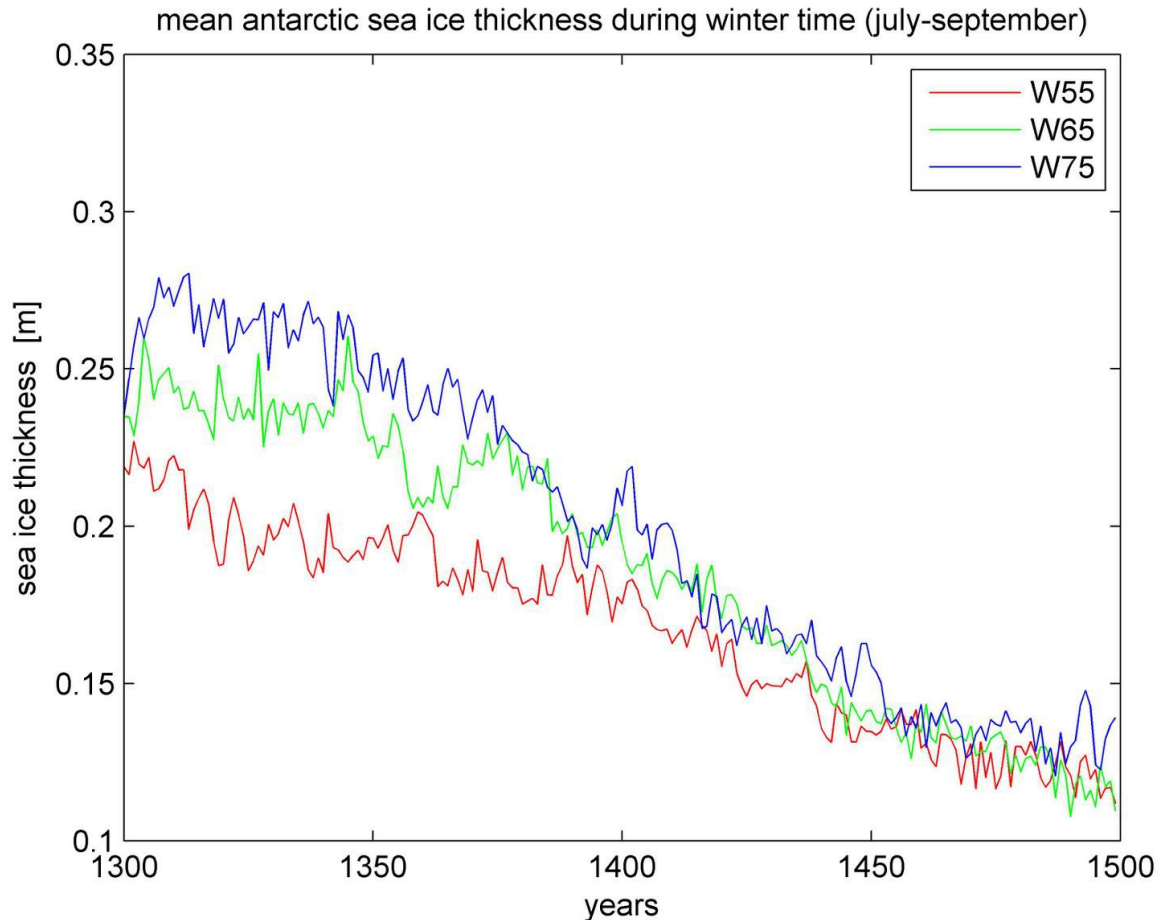
In Figur 4 ist deutlich erkennbar, dass das Meereis in den beiden Süßwasser geforceden Läufen sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen eine größere Mächtigkeit aufweist.

In den betrachteten südhemisphärischen Wintermonaten (Juli- September) liegt die mittlere Eisdicke im Kontrolllauf in der ersten Dekade in der Größenordnung von etwa 22 cm. Dagegen weist W65 im selben Zeitraum eine durchschnittliche Meereisdicke von ca. 24 cm auf. Im Falle von W75, nimmt die Mächtigkeit des Meereis innerhalb des Zeitraums von 10 Jahren stark zu. Lag sie zu Beginn bei rund 0.235 m, erfolgte ein Anstieg auf mehr als 27.5 cm zum Ende der Dekade. Darauffolgend geht die Meereisdicke im W75-Lauf leicht bis 1350 um einen knappen Zentimeter zurück. Im W65-Lauf zeigt sich bis in die 1340er Jahre ein ähnliches Verhalten. Jedoch steigt die Meereisdicke im Verlaufe von zwei Jahren (1348-1350) um etwa 2 Zentimeter an. Dieser Anstieg lässt sich jedoch kaum mit besonders hohen Süßwassereinträgen erklären. Da sowohl in der Dekade vor diesem Ereignis als auch in den jeweiligen Jahren der Volumenstrom in den Antarktischen Ozean unterdurchschnittlich war. Eine weitere Erklärungsmöglichkeit könnte in einer geringeren Windschubspannung liegen, zumindest zeigen die beiden Windkomponenten in diesen Jahren einen betragsmäßig negativen Trend. Ebenso sinkt die 2m Temperatur innerhalb jener Jahre um mehr als 1K ab. Aufgrund dessen und der leicht sinkenden Windschubspannung kann sich binnen zwei Jahren eine zwei Zentimeter mächtigere Eisdecke bilden. Ein kleines lokales Maximum lässt sich auch in der Meereisfläche erkennen, vgl. Figur 3a. Nach diesem Ereignis verringert sich die mittlere Meereisdicke im W65 bis 1360 um knappe 6 Zentimeter. Die Differenz zum Kontrolllauf beträgt im Jahr 1360 weniger als +1cm. Gleichzeitig beginnt im W75 eine starke Verminderung der Mächtigkeit des Meereis in der Größenordnung von 7 Zentimetern zwischen 1360 (26 cm) und 1396 (19cm). Trotz kurzzeitiger „Erholung“ folgt W65 ab 1375 jener negativen Entwicklung. Nach 1400 schmiegen sich die einzelnen Läufe aneinander an. Die maximalen Differenzen in Folge von interannualen Schwankungen zwischen den Läufen sind danach kleiner als 3 cm.

Im Endeffekt zeigt sich eine ähnliche Entwicklung der Mächtigkeit des Meereis im Vergleich zu dessen maximaler Ausdehnung. Süßwassereinträge können bis etwa 1350 die Folgen der CO<sub>2</sub> -Verdoppelung ausbalancieren. Danach sinkt die Meereisdicke in den Modellläufe mit zusätzlichem Süßwassereintrag bis 1400 auf das Niveau von W55 ab. Somit beschränkt sich der



Einfluss von eingebrachten Süßwasser fast ausschließlich auf die ersten fünf Dekaden der Zeitreihe.



**Figur 4 :** Entwicklung der mittleren Meereisdicke in den Wintermonaten (Juli-September) im Bereich des Antarktischen Ozeans

Zum Abschluss der Analyse dieses Parameter soll nun noch die regionalen Unterschiede der Meereisbedeckung im antarktischen Raum betrachtet werden. In Figur 5 sind diese jeweils gemittelt über die Zeiträume 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449 sowie 1450 bis 1500 dargestellt.

Zuallererst fällt auf, dass wesentlich größere Regionen positive Differenzen aufweisen. Während der ersten Referenzperiode dominieren im W65-Lauf starke positive Abweichungen vom Kontrolllauf in einem Streifen in der Mitte des Weddell-Meeres etwa entlang 30°W. Das Gebiet des nordwestlichen Weddell-Meeres weist ebenso großflächig eine 15% größere Meereisbedeckung als der Kontrolllauf auf. Im Maximum existieren sogar Bereiche nordöstlich von Königin-Maud-Land, in denen die Meereisbedeckung im Mittel mehr als 20% intensiver ist. Der Sektor der Amundsen-See respektive Bellinghausensee weist ebenso positive Differenzen auf. Das Gegenteil gilt für die Ross-See bzw. einer Fläche, welche im Übergang vom indischen zum pazifischen Sektor liegt. In diesen Meeresregionen werden teils bis 5% geringere Meereisbedeckung als im Kontrolllauf simuliert. Im gleichen Zeitraum wird der Antarktische Ozean im W75-Lauf von flächenmäßig wesentlich intensiveren positiven Differenzen geprägt. Sie erstrecken sich über weite Teile des Weddell-Sektors, der Amundsen-See, der Bellinghausen-See, des Ross-Meer sowie nordwestlich angrenzender Meeresgebiete. Weiterhin existieren im Bereich des indischen Sektors positive Anomalien. Die oben beschriebene negative Anomalie in der Davissee kann auch im W75-Lauf festgestellt werden. Sie wird auch später in manchen Parametern sichtbar sein. Wenn zum Beispiel verschiedene Temperaturfelder jener Region analysiert werden (Vergleich Oberflächentemperatur

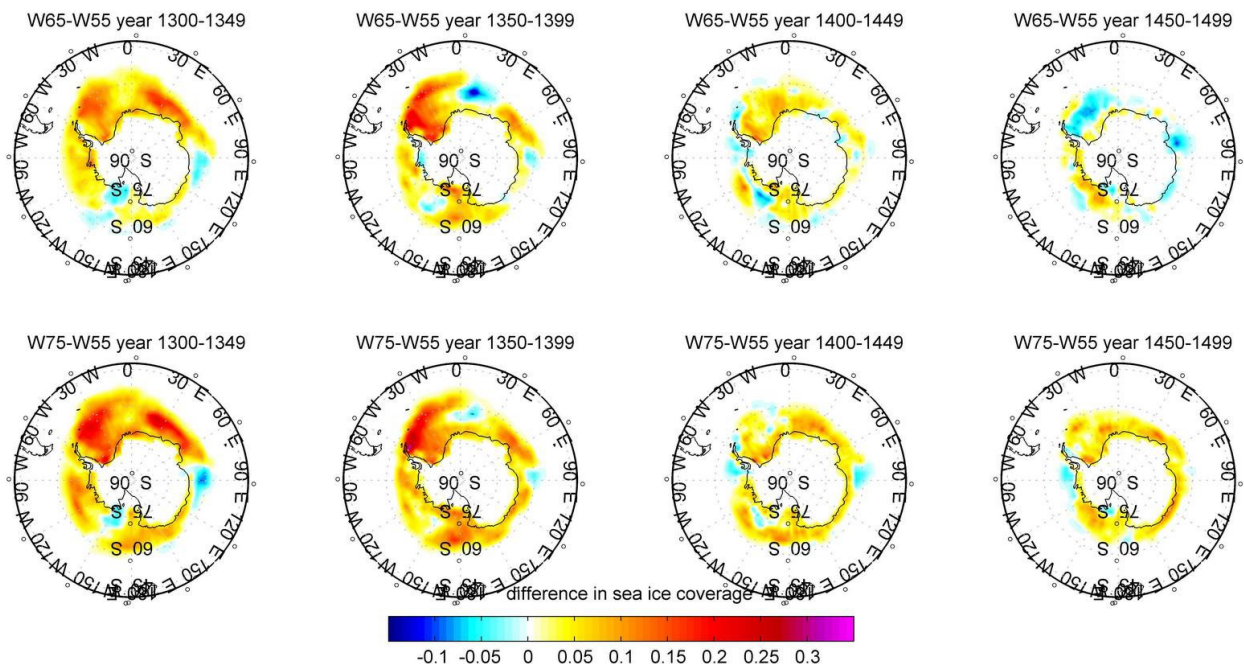


mit der 2m-Temperatur), kann wegen der geringeren Ausdehnung sowie Intensität des Signals mit der Höhe auf eine ozeanische Herkunft geschlossen werden.

In der folgenden Referenzperiode (1350-1399) verstärken sich die positiven Anomalien größtenteils markant. Das Maximum der größten Meereisbedeckungsdifferenz zum Kontrolllauf im Weddell-Sektor, verlagert sich unter signifikanter Verstärkung in Richtung der Antarktischen Halbinsel. In einer Region zwischen dem 0.Längengrad und 30° Ost bildet sich im Gegenzug eine negative Anomalie aus. In diesem Bereich ist die Meereisbedeckung um bis zu -0.12 geringer als im Kontrolllauf. Die anderen beiden negativen Anomalien schwächen sich kaum ab im Vergleich zu 1300-1349. Im Großen und Ganzen zeigt sich für die Differenz von W75-W55 im Referenzzeitraum 1350-1399 eine ähnliche Entwicklung. Fast alle positiven Signale im Weddell-Sektor verstärken sich. Entlang der westlichen Küstenlinie von Wilkesland wachsen ebenso die positive Meereisbedeckungsdifferenz zwischen W75-W55 an. Dies ließe sich mit intensivierenden Süßwassereinträgen von der Antarktis begründen. Gleichzeitig verringern sich betragsmäßig die negativen Anomalien in der Ross-See und Davis-See. Wie in W65 entsteht vor der Küste von Königin-Maud-Land eine leichte negative Abweichung zum Kontrolllauf.

In der Referenzperiode 1400-1449 verringert sich die Gesamtfläche des Meereis weiter. Jedoch können auch in diesem Zeitraum positive als auch negative Differenzen in der Meereisbedeckung zum Kontrolllauf gefunden werden. Im Falle von W65 liegen diese positiven Abweichungen wieder mit Zentrum entlang der Ostküste der Antarktischen Halbinsel im Weddell-Meer. Gleichzeitig bildet sich im Bereich Kap Norvegia eine zweite lokale maximale Anomalie aus, mit bis zu 10% größerer Meereisbedeckung. Die küstennahe Lage lässt wiederum auf einen Anstieg der dortigen Süßwassereinträge schlussfolgern.

Die Abbildung für W75-W55 in diesem Zeitraum zeigt größtenteils mäßig ausgeprägte positive Anomalien, die hauptsächlich im Küstenumfeld liegen. Eine Ausnahme bilden die nordöstlich an die Ross-See anschließenden Meeresteile. In Jenen existiert eine großflächige positive Abweichung von der Meereisbedeckung im Kontrolllauf. Sie liegt dabei in der Größenordnung von etwa +0.12.



**Figur 5:** regionale gemittelte Differenzen der Meereisbedeckung W65-W55 sowie W75-W55

Eine ähnliche positive Anomalie lässt sich im darauffolgenden Zeitraum in dem Differenzfeld von W65 zu W55 erahnen. Diese Zone mit positiven Abweichungen zum Kontrolllauf ist südlicher

gelegen. Gleichwohl erscheint auch ihr Maximum deutlich intensiver zu sein. Es werden bis zu 15% mehr Meereis pro Fläche simuliert. Die Süßwassereinträge in diesem Bereich erreichen überdurchschnittlich hohe Werte. Unter Annahme einer länger anhaltenden Kälteperiode können sich somit große Flächen mit Meereis bilden. Außerdem formiert sich wieder eine kleinere negative Anomalie im Bereich der Davissee, welche knapp 15 ° westlicher liegt als jene aus dem ersten Referenzzeitraum.

Für W75 in der abschließenden Referenzperiode zeigen sich wiederum größtenteils leicht positive Abweichungen in der Meereisbedeckung im Vergleich zum Kontrolllauf. In Teilen der Amundsen-See bzw. Bellinghausen-See existieren Gebiete, in denen es deutlich weniger (-5%) Meereis gibt als im W55.

Schlussendlich kann man feststellen, dass die Gebiete mit positiver (negativer) Abweichung der Meereisbedeckung zum Kontrolllauf oftmals einen höheren (niedrigeren) Süßwassereintrag besitzen. Dieser sorgt neben anderen Faktoren, wie Windschubspannung, der Temperatur, etc. für eine Verstärkung (Verringerung) der dortigen Meereisbedeckung.

Der Süßwassereintrag fördert in den ersten 50 Jahren die Meereisentstehung. Danach überwiegt jedoch der Einfluss der durch den CO<sub>2</sub>-Anstieg hervorgerufenen Erwärmung der Meeresoberfläche, welche die Meereisformation stark hemmt. Selbst ein starker Einstrom von Süßwasser im Bereich von 0.1 Sv monatlich kann die Meereisreduktion im Antarktischen Ozean nur über die ersten fünf Dekaden ausbalancieren.

### 3.2. Der Parameter 2m Temperatur und deren Beeinflussung durch die Süßwassereinträge

Im Folgenden sollen exemplarisch die Einflüsse der Süßwassereinträge auf die atmosphärische Temperaturentwicklung anhand der 2m Temperatur des ECHAM5/6 - Atmosphärenmodells betrachtet werden. Theoretisch sollte jene in Folge der positiven Kohlenstoffdioxidentwicklung im Zeitraum von 1300 bis 1499 ansteigen. CO<sub>2</sub> ist bekanntlich, eines der häufigsten Treibhausgase in der Atmosphäre und absorbiert im infraroten Wellenlängenbereich zwischen 13 bis 15 µm Teile der terrestrischen Strahlung. Diese wird in Richtung Erde zurück emittiert, somit bildet sich eine Art von Treibhauseffekt aus.

In Folge des ansteigenden CO<sub>2</sub>-Gehaltes in der Atmosphäre, verstärkt sich die Absorption von langwelliger Strahlung der Erdoberfläche. Dementsprechend steigt auch die Emission in Richtung Erdboden an. Dadurch ändert sich der dortige Wärmehaushalt, weil ein Großteil der zurück ausgestrahlten Wärme der Atmosphäre durch die Erdoberfläche, als fast schwarzer Körper im infraroten Spektrum, aufgenommen wird. Die Erdoberfläche beginnt sich immer stärker aufzuheizen, wodurch aber auch deren Ausstrahlung zu nimmt. Ebenso verschiebt sich das Maximum terrestrischer Strahlung in Folge der Erwärmung von 10µm in Richtung höherer Wellenlänge. Diese Verschiebung fördert die Absorption durch Kohlenstoffdioxid. Im Endeffekt muss für das betrachtete Szenario theoretisch ein durchweg positives Feedback angenommen werden. Der Einfluss der Süßwassereinträge könnte diese Erwärmung theoretisch in den ersten fünf Dekaden durch die vorhandenen großen Meereisflächen lokal abmildern. Da Meereis (0.5-0.7) im Vergleich zu Wasser (0.06) oder nicht vereisten Landflächen (0.3 im Mittel) einen deutliche größeren Albedo im Bereich solarer Einstrahlung hat, vgl. mit Daten des *National Snow & Ice Data Center*. Dementsprechend wird in W65 und W75 bei wolkenfreiem Himmel wesentlich größerer Anteil an solarer Strahlung in Richtung Weltraum zurückgestrahlt als im Kontrolllauf. Dadurch nimmt, in Folge der Süßwassereinträge, in den ersten fünfzig Jahren der kurzweilige Anteil der Strahlungsbilanz über dem Antarktischen Ozean weniger stark zu. Gleichwohl kommt es wie oben beschrieben zur Verstärkung der langwelligen Ein- respektive Ausstrahlung. Dennoch müsste die Erwärmung zumindest regional etwas geringer ausfallen. Nach Abschmelzen großer Meereisflächen

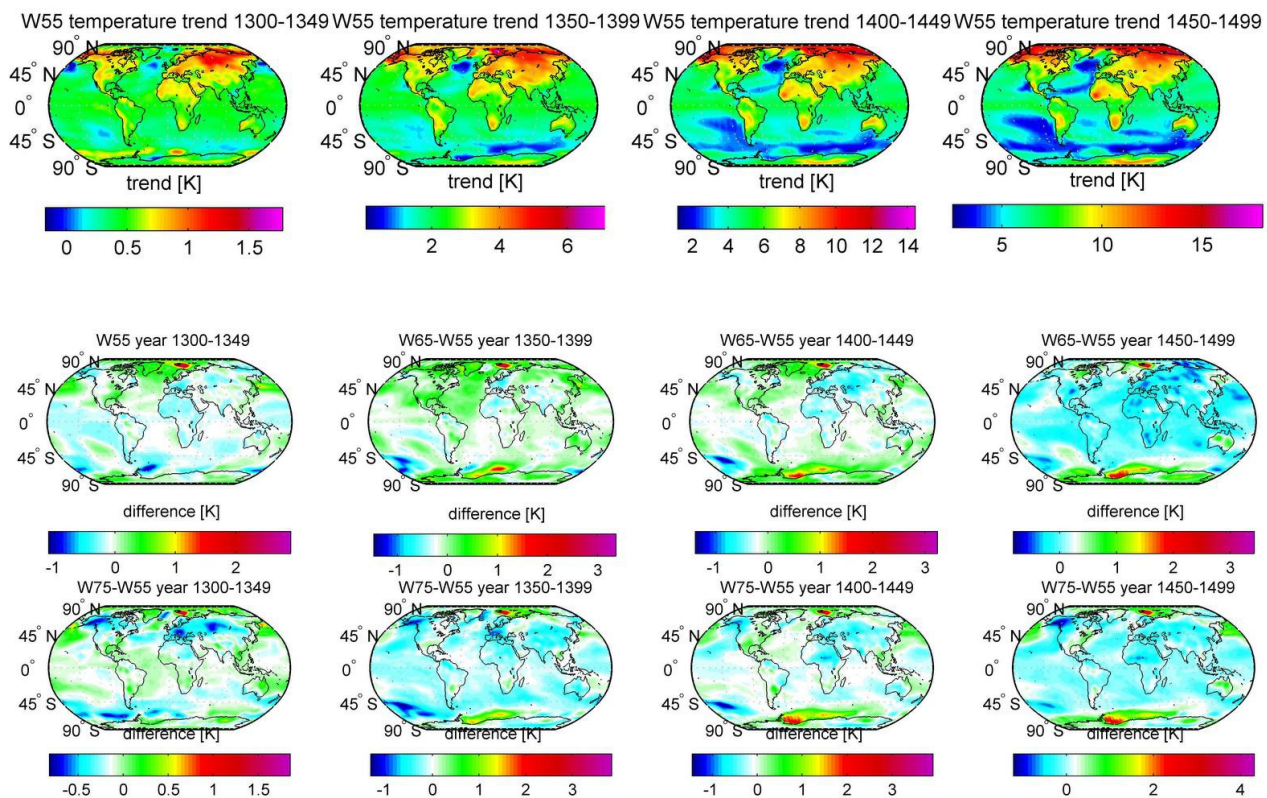
binnen 100 Jahren wird dieser „kühlende“ Effekt kaum noch eine Rolle spielen.

Ebenso scheint es möglich, dass die Tiefenkonvektion durch die großen Süßwassereinflüsse gehemmt werden, wegen der Verringerung des Salzgehalt im oberflächennahen Bereich des Antarktischen Ozeans. Dadurch könnte es zumindest regionale negative Anomalien im Temperaturfeld geben, da bei so einem Ereignis große Mengen an Wärme aus dem Ozean an die Atmosphäre abgegeben werden.

Im Folgenden werden zuerst die globalen Temperaturentwicklungen der Modellläufe mit zusätzlichen Süßwassereinträgen mit denen des Kontrolllauf verglichen.

Dazu wurde jeweils ein Temperaturmittel der Zeiträume 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449, 1450-1499 für jede Gitterzelle berechnet und die Differenz zur dortigen Durchschnittstemperatur der Jahre 1300 bis 1319 bestimmt. Anschließend werden die jeweiligen Differenzen des W55-Laufes von den anderen Läufen abgezogen.

In Figur 6 sind jene dargestellt.



**Figur 6:** Temperaturtrends W55, Temperaturdifferenzen zwischen W65/W75 und dem Kontrolllauf in den Zeiträume 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449 sowie 1450-1499

Im Kontrolllauf erwärmen sich weite Teile von Sibirien, der Tschutkensee zwischen 1300 und 1349 um mehr als 1 K zur Referenzzeitspanne. Ebenso steigt die Temperatur über den Meeresgebiet nördlich von Königin-Maud-Land um 1K an. Im Vergleich dazu liegen die Temperatur im W65 - Lauf im Bereich von Svalbard im Mittel von 1300 bis 1349 teils bis zu 2.9 Kelvin höher. Im Bereich der Antarktis fallen besonders die negativen Anomalien im nordwestlichen Weddell-Meer sowie den Meeresgebieten nördlich der Ross-See ins Auge. Punktuell ist die Temperatur bis zu 1.1K geringer als im Kontrolllauf. Eine Erklärung für die negative Abweichung im Weddell-Meer könnte in dem stark positiven Unterschied der Meereiskonzentration zwischen W65 und W55 liegen. Für den Bereich nördlich der Ross-See könnte beispielsweise Kaltluftadvektion von der Antarktis eine Rolle spielen. Zumindest besitzt in W65 der über den Zeitraum gemittelte 10m-Wind eine stärkere

Südkomponente, wodurch die Region in den Einfluss von antarktischer Kaltluft kommen könnte. Die Differenzen des 10m-Windes sind als zusätzliche Orientierung in Figur 7 dargestellt.

Teilweise sind über der Antarktis Regionen mit sehr kleinen positiven Differenzen zum Kontrolllauf erkennbar. Darunter fällt auch der Bereich in der Davis-See, in der eine negative Anomalie in der Meereisbedeckung im vorigen Abschnitt festgestellt wurde.

Weiterhin weist ein Großteil der Atmosphäre in 2m Höhe global gesehen eine um bis zu - 0.5K geringere Temperatur auf als W55.

Im Falle von W75 lässt sich dies auch erkennen, wobei die negativen Werte eher im Bereich von 0K liegen. Wiederum weist die Barentsee südlich Svalbard die größte positive Differenz zum Kontrolllauf auf. Sie beträgt ca 1.9K im Maximum.

Starke negative Anomalien über den Kontinenten existieren zwischen 1300 und 1349 über dem Balkan, dem südlichen Alaska, dem nordwestlichen Kanada sowie dem südöstlichen Sibirien (vor allem in Kasachstan). Alle drei Minima besitzen eine negative Abweichung zum Kontrolllauf von etwa -0.7K. Über der Grönlandsee sowie den nördlichen Ausläufern der Bellinghausen-See respektive Amundsen-See liegen ebenso starke Minima. Letztere lassen sich wiederum mit der Existenz von einer stärker durch Meereis bedeckten Meeresoberfläche in diesem Gebiet erklären. Gleichwohl ist die Südkomponente des 10-Winds im W75 Lauf stärker ausgeprägt als im Kontrolllauf. Somit sollte tendenziell eher mit Kaltluftadvektion vom Kontinent her zu rechnen sein. Im Minimum wird dadurch eine Abweichung zum Kontrolllauf von - 0.82K erreicht.

Die lokalen negativen Extrema über dem nördlichen bzw. östlichen Weddell - Meer sind dabei leicht schwächer ausgebildet. In ihren Zentren beträgt die Abweichung zum W55 etwa -0.6 K. Verglichen mit den negativen Differenzen der Meereisbedeckung in dem nördlichen Weddell-Meer zeigt sich eine regionale Übereinstimmung. Im Bereich der südlichen Ausläufer jenes Meeres kann man auch teilweise leicht positive Anomalien erkennen. Einerseits gibt es ein Plus an Meereis zum Kontrolllauf, andererseits besitzt der 10m Wind in W75 im Zeitraum von 1300-1349 eine extreme Nordkomponente. Diese sollte zumindest leicht erwärmte Luft in den Bereich über der Südküste des Weddell-Meer transportieren. Dadurch könnte die Temperatur in dieser Region im Vergleich zum Kontrolllauf etwas höher sein.

Im nächsten Zeitschritt zwischen 1350 und 1399 weist W55 über der Barentssee ein Maximum des Temperaturtrends von 7 K zur Referenzperiode. Ein Großteil des Nordpolarmeers sowie der Kontinente auf der Nordhemisphäre haben sich ebenso über 3.5K zu dem Mittelwert der Jahre 1300-1319 erwärmt. Der Nordatlantik westlich von Irland hat sich im Gegenzug nur minimal aufgeheizt (ca. 0.05 K im Minimum). Selbst das Innere der Antarktis zeigt einen Temperaturtrend in der Größenordnung von 3 K. In nördlicher Richtung zur Küste hin schwächt sich dieser Wert ab. Im Bereich des südlichen Weddell-Meer liegt z.B ein lokales Minimum mit einem Temperaturanstieg von etwa 0.10 K. In einem Streifen vom Indischen bis hinein in den Pazifischen Sektor werden ebenso entlang von 60°S ein Temperaturtrend von nur ca. 0.5 K simuliert.

Der positive Temperaturtrend in der Barentssee verstärkt sich im W65-Lauf noch zusätzlich. Die maximale Temperaturanomalie beträgt hier fast 3.4 K. Dementsprechend folgt daraus eine Temperaturerhöhung in der Größenordnung von knapp unter 10.4 K innerhalb von höchstens 100 Jahren. Eine Erklärungsmöglichkeit für solche großen Anstiege könnte die sich intensivierende Bildung von Tiefenwasser in dieser Meeresregion sein. Da der Fokus dieser Bachelorarbeit eher auf dem antarktischen Raum liegt sollte diese Aussage nur als Hypothese gewertet werden.

Nördlich von Königin-Maud-Land bildet sich aber eine vergleichbar positive Temperaturanomalie aus, im Maximum mit 1.9 K. Gleichzeitig reduziert sich die Meereisbedeckung um mehr als 0.07 bzgl. dem Kontrolllauf. Dies kann ein eindeutiges Signal für Tiefenkonvektion sein. Da vor einem solchen Ereignis meist eine Vermischung von kaltem Oberflächenwasser mit dem darunterliegenden wärmeren Wassermasse stattfindet. Somit erwärmt sich die Temperatur direkt unterhalb des Meereis. Wodurch Jenes von unten her anfängt zu schmelzen. Im Endeffekt bilden sich Polynyas aus. Sie sorgen für die Abgabe von großen Mengen Wärme an die Atmosphäre. Dadurch steigt die

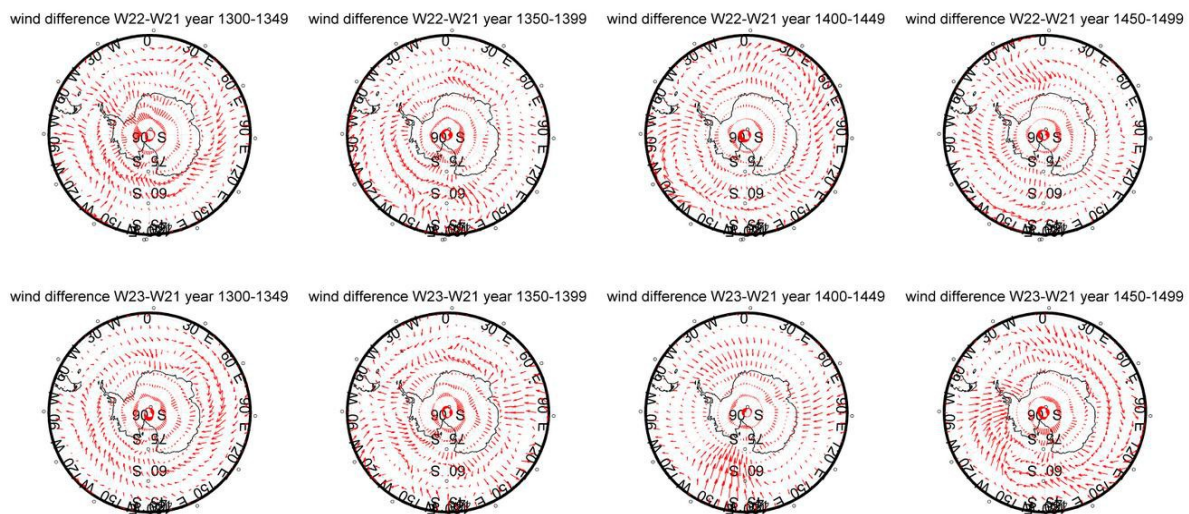


Temperatur oberflächennaher Luftschichten (2m-Temperatur) teils stark an. Somit könnte die starke positive Temperaturanomalie nördlich von Königin-Maud-Land von so einem Ereignis herrühren. Eine weitere, wenn auch bemerkbar schwächere, positive Temperaturdifferenz zum Kontrolllauf existiert im Bereich des südöstlichen Weddell-Meer. Das lokale Maximum beträgt hier circa 1.4 K. Sie könnte durch die größere nördliche Komponente des 10m Windes im W65 hervorgerufen worden sein. Somit wird leicht erwärmte Luft in diese Region transportiert, welche für die positive Temperaturabweichung sorgt.

In den Meeresregionen nördlich der Ross-See liegt dagegen eine markante negative Temperaturanomalie vor.

Ihr Minimum ist einer Temperaturabweichung von -1.5K zum W55 zugeordnet. Dies lässt sich mit der stärkeren südlichen Komponente des 10m-Winds im Bereich der westlichen Ross-See erklären. In dieser Zone wird Kaltluft vom Kontinent nordwärts transportiert. Diese vermischt sich mit einer leicht wärmeren Luftmasse, welche ebenfalls ihren Ursprung über der Antarktis hatte. Sie strömte verstärkt im W65-Lauf großflächig entlang der Küste der Bellinghausen-See in Richtung Nord und wurde über ihr leicht erwärmt sowie nach Westen abgelenkt. Dennoch sollte die entstehende Luftmasse eher abkühlende Eigenschaften besitzen. Es könnte eine schwach ausgeprägte Kaltluftadvektion angenommen werden.

Im Bereich des westlichen Weddell-Meer existiert eine weitere negative Temperaturanomalie. Sie lässt sich durch die stark positive Meereisbedeckung im Vergleich zum Kontrolllauf begründen. Gleichwohl besitzt der 10-Meter Wind tendenziell im W65-Lauf eine nordöstlichere Komponente, wodurch leicht erwärmte Luft aus dem Südatlantischen Raum herangeführt wird. Somit kann von leichter Warmluftadvektion ausgegangen werden, welche die negative Temperaturabweichung in Folge des zusätzlichen Meereis abmildert. Im Großen und Ganzen zeigen weite Teile eine leicht negative Anomalie im Vergleich zum Kontrolllauf.



**Figur 7:** Differenzen W65-W55 bzw. W75-W55 des 10m-Windes der Modellläufe der Zeiträume 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449 und 1450-1499

Der W75-Lauf zeigt größtenteils sogar noch eine negativere Abweichung im Zeitraum von 1350-1399. Diese liegt in der Größenordnung von bis zu -0.9 K im direkten Vergleich zum Kontrolllauf. Über der Barentssee existiert, wie im W65, eine stark positive Temperaturanomalie. Ihr Maximum weicht in der 2m-Temperatur um 3.8K zu W55 ab. Somit scheint ein größerer Süßwassereintrag

entlang der Antarktis zu einer Verstärkung jener Anomalie zu führen. Im Bereich des Weddell-Meer bzw. nördlich von Königin-Maud-Land existieren wiederum zwei deutlich schwächere positive Anomalien, mit etwa +1.7 K Differenz zum Kontrolllauf. Die beiden Regionen zeichnen ebenfalls geringere Meereisbedeckung als W55 aus. Der 10m Wind für W75 besitzt in diesem Zeitschritt eine südlichere Komponente als jener in W55. Somit könnte dieser für einen eher ostwärtigen Eistransport sorgen, ausgehend von einem Ekmantransport auf der Südhalbkugel.

Dadurch wird die Meereisreduktion an jener Position in diesem Zeitschritt begünstigt. Gleichzeitig sollte durch Kaltluftadvektion eine stärker positive Temperaturanomalie im Bereich des Weddell-Meer abgemildert werden. Entlang der Pazifikküste Alaskas lässt im Gegenzug eine negative Differenz zum Kontrolllauf in der Größenordnung von weniger als -1K feststellen. Über den Meeresregionen nördlich der Ross-See sowie der Bellinghausen-See existieren teils noch betragsmäßig größere negative Differenzen. Ihr Minima liegt bei -1.3 K.

Im nächsten Zeitschritt von 1400-1449 erwärmt sich die Atmosphäre über den polaren Gebieten der Nordhemisphäre in einer Spanne von 8-14K zum Mittel der Referenzperiode 1300-1320. Im Bereich der Ostsibirischen See wird in Spitze ein Temperaturanstieg von 14.4 K in höchstens 150 Jahren im Mittel simuliert. Der Temperaturtrend im Bereich der Antarktis liegt im Bereich von bis zu 8K. Die Meeresgebiete des Antarktischen Ozeans, der Nordostatlantik südöstlich von Island sowie der südöstliche Pazifik entlang der chilenischen Küste weisen dabei oftmals nur geringe Temperatursteigerungen unterhalb von 3 K auf.

Im Vergleich dazu liegen die Abweichungen von W65 in diesen Regionen meist im leicht positiven Wertebereich kleiner 1K. Auffällig sind wiederum die drei positiven Anomalien in der Barentssee (maximal +3.3K), nördlich der Küste von Königin-Maud-Land ( 1.4 K im Maximum) sowie in dem südlichen Weddell-Meer (im Zentrum bis zu +1.9K). Nördlich des Rossmeer existieren auch wieder Regionen mit negativer Temperaturanomalie zum Kontrolllauf. Diese ist im Minimum etwa -1.4K kälter als W55. Große Teile der Landoberflächen mit Ausnahme der Antarktis zeigen dabei geringere Temperaturen im Vergleich zu Jenen des Laufs ohne zusätzliche Frischwassereinträge.

Der W75-Lauf weist größtenteils ebenso negative Temperaturdifferenzen zu W55 im Zeitraum von 1400 bis 1449 auf. In den Meeresgebieten , welche nördlich an die Ross-See angrenzt, zeigt sich wie in den Jahren 1350-1399 ein deutlich negative Temperaturanomalie mit etwa -1.4K Abweichung zu W55. Die drei positiven Temperaturanomalien aus dem vorherigen Zeitschritt existieren auch weiterhin. Wobei sich die Differenz zum Kontrolllauf im südlichen Weddell-Meer deutlich von 1.7K auf 2.5 K innerhalb von fünfzig Jahren verstärkt hat. Eine Erklärung könnte dafür in der wesentlich nördlicheren Komponente des 10m Winds im W75 Lauf liegen. Als Folge davon gelangt das südliche Weddell - Meer in den Einfluss von Warmluftadvektion aus Richtung des südatlantischen Raums, welche die 2m Temperaturen im Vergleich zur vorherigen Periode ansteigen lässt.

Im letzten Zeitraum zwischen 1450 und 1499 steigen die Temperaturen im Bereich des Nordpolarmeers sowie angrenzender Küsten im Mittel größtenteils um mehr als 13K an. In der Region westlich der Wrangel-Insel erwärmt sich die Atmosphäre sogar in der Größenordnung von 18K seit dem Jahr 1300. Das Innere der Antarktis weist auch Temperatursteigerungen von etwa 7 bis 11.5K binnen höchstens 200 Jahren auf. Der nordpolare Einzugsbereich zeigt dennoch fast durchgängig eine höhere Erwärmung als die antarktische Region auf. So liegen die Temperaturzuwächse in einem breiten Streifen von der Drake-Straße über die Davis-See bis hin zur Ostküste Chiles im Mittel unterhalb von 6K.

Im Vergleich dazu werden im W65-Lauf große Teile der tropischen, subtropischen, gemäßigten als auch subpolaren Zonen von betragsmäßigen geringen Temperaturdifferenzen zum Kontrolllauf in der Spanne von -0.7K bis 0.2K geprägt. Die beiden positiven Temperaturanomalien im Gebiet südöstlich von Svalbard sowie dem südlichen Weddell-Meer ,einschließlich des Antarktischen Ozean nördlich von Königin-Maud-Land, ragen heraus mit einer Differenz von bis zu 3.4K respektive 2.3K. Die mittleren Temperaturanstiege über der südlichen Weddel-See betragen

dementsprechend circa 8 K innerhalb von höchstens 200 Jahren. Ebenso erwärmte sich der antarktische Kontinent im W65 - Lauf zwischen 8 bis etwa 12.5 K seit 1300. Insofern bewirken Süßwassereinträge in der Größenordnung von 0.05 Sv sogar eine Verstärkung des Temperaturanstiegs über der Antarktis.

Im W75 Lauf ist diese Aussage, wenn auch in abgeschwächter Form gültig. Die Temperaturdifferenzen über dem antarktischen Kontinent liegen hier nur bei maximal 0.8K, für W65 waren es in der Spitze 1.3K. In Kontrast dazu ist die Svalbard-Anomalie im W75 wesentlich stärker ausgeprägt mit einer Temperaturabweichung von +4.4K. Die positive Temperaturdifferenz zum Kontrolllauf in dem südlichen Weddell-Meer steigert sich ebenso auf über 2.7 K. Daraus folgt eine mittlere Erwärmung über jenem Bereich von etwa 8.4K bezüglich dem Mittel von 1300-1320. Außerhalb der Polargebiete überwiegen teilweise geringe Temperaturabweichungen zum Kontrolllauf.

Allgemein ist festzustellen, dass hauptsächlich regional signifikante Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen bestehen. Gleichwohl kann in Ansätzen im Fall von W65 in den ersten zwei Zeiträumen für einen Großteil der Südhemisphäre eine die rasanten Temperaturanstiege abmildernde Wirkung von Süßwassereinträgen erkannt werden. Diese liegt jedoch nur etwa im Bereich von wenigen Zehntelkelvin Unterschied zum „wärmeren“ W55-Lauf.

Die oben angedeutete Kompensation wird auch im W75-Modelllauf ersichtlich. Ihre Wirkung beschränkt sich nicht nur auf die Zeitspanne von 1300 bis 1399, sondern kann auch noch in Ansätzen bis zum Ende der Zeitserie gefunden werden. In diesem Fall werden aber selbst mit einem zusätzlichen Süßwassereintrag von 0.1Sv auch nur ein Bruchteil des Temperaturtrends von W55 abgedämpft. In polaren Breiten, besonders auf der Nordhalbkugel, intensiviert sich sogar durch Süßwassereinflüsse in den Antarktischen Ozean der rasante Temperaturanstieg. Dies gilt auch prinzipiell für die südliche Region des Weddell-Meer. In den Meeresgebieten zeigt sich tendenziell entgegengesetzte Wirkung. An diesen Stellen können durch Frischwassereinträge, davon mitverursachte positiver Meereisbedeckungsanomalien und Unterschiede im Windfeld teils über 1K der Temperatursteigerung abgefedert werden.

Abschließend sollen nun noch am Beispiel des Weddell-Meeres in einem Bereich von 60°S bis 71°S bzw. 26°W bis 48°W die Beziehungen zwischen den Süßwassereintrag, der von Meereis bedeckten Fläche sowie der 2m Temperatur betrachtet werden. Dazu werden die Daten räumlich gemittelt. Das jährliche Minimum der 2m-Temperatur respektive die jährlichen Maxima von Süßwassereintrag als auch Meereisfläche für die jeweiligen Modellläufe wurden zur Analyse ausgewählt.

In der Theorie müsste ein Jahr mit großer Meereisfläche, gleichzeitig auch einen bemerkenswert hohen Süßwassereintrag besitzen. Da dieser einen positiven Einfluss auf die Meereisformation besitzt. Gleichwohl sollte dieses Jahr tendenziell eine geringe Minimumtemperatur aufweisen, weil diese ebenso die Bedingungen für die Meereisentwicklung verbessert. Weiterhin verändert eine betragsmäßig hohe Meereisfläche den Strahlungshaushalt der Region. Der Albedo im kurzwelligen Spektrum erhöht sich dadurch erheblich, wodurch ein Großteil der solaren Strahlung an der Meereisoberfläche zurück reflektiert wird. Dadurch kommt es zur Verringerung der Strahlungsbilanz, welche in der Abkühlung der Oberfläche sowie naher Luftschichten

(2m-Temperatur) gipfeln könnte. Es kann also von einem geringfügig ausgeprägten negativen Feedback auf die Meereisausdehnung ausgegangen werden.

Jedoch sollte an dieser Stelle der Einfluss von Advektionserscheinungen nicht außer Betracht gelassen werden. Bei einer Grundströmung aus gemäßigten bzw. subpolaren Breiten der Südhemisphäre kann im Prinzip von Warmluftadvektion ausgegangen werden, jene würde der Abkühlung in Folge von einer negativen Strahlungsbilanz entgegen wirken. In diesem Falle würde die Temperatur im Bereich des Weddell-Meer nicht oder nur leicht der inversen Entwicklung von Meereisfläche /Süßwassereintrag folgen. Andererseits sorgt eine südliche Grundströmung tendenziell für Kaltluftadvektion, weil die herantransportierte Luftmasse vom antarktischen Kontinent stammt. Sie sollte dementsprechend kalter bis sehr kalter, trockener Natur sein. Somit

summiert sich die Wirkung der negativen Strahlungsbilanz mit Kaltluftadvektion auf. Die Folge wäre eine verstärkte Abkühlung der 2m-Temperatur, welche auf die Meereisausdehnung rückkoppelt. Das negative Feedback würde sich deshalb intensivieren.

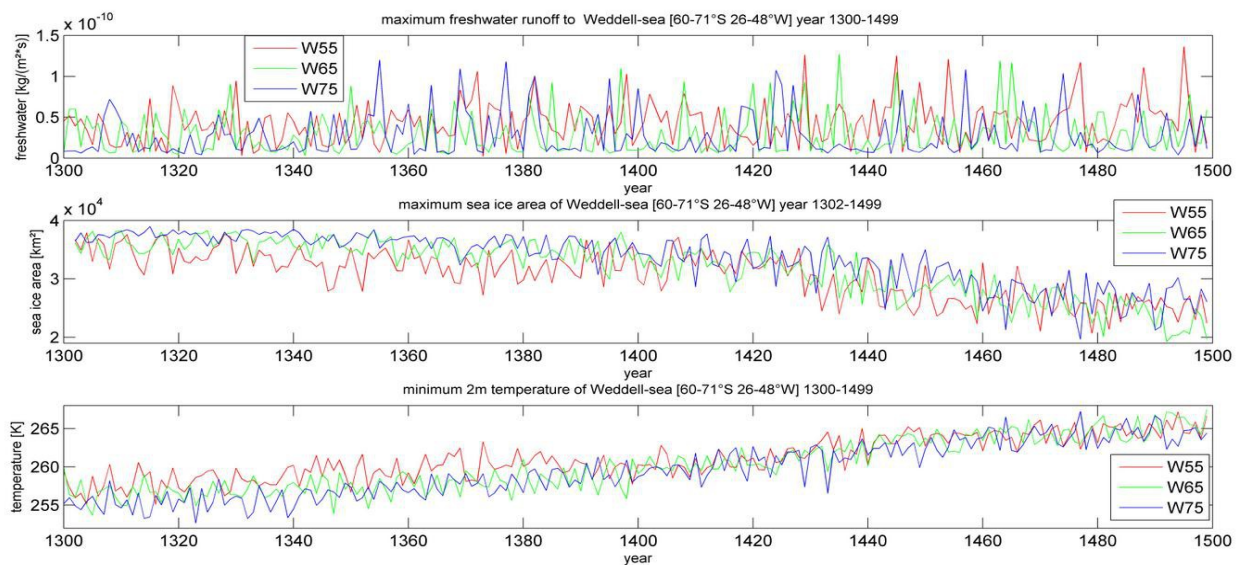
Die zweite Variante, also ein Jahr mit geringer Meereisfläche, sollte theoretisch mit geringerem Süßwassereintrag als auch einer jährlichen Minimumtemperatur oberhalb des langjährigen Mittels zusammenfallen.

Folgend werden obige Annahmen auf ihre Vertrauenswürdigkeit überprüft. Die dafür verwendeten Zeitserien der Meereisfläche starten erst im Jahr 1302. Da auch im Bereich des Weddell-Meer Einschwingprozesse des Klimamodells in den ersten zwei Jahren beobachtet werden. Beispielsweise weisen große Teile des Jahres 1300 Werte unterhalb der angewendeten Hochpass-Meereiskonzentration auf.

Der betrachtete Bereich umfasst das nordwestliche Weddell-Meer. Seine Westgrenze bildet etwa die Antarktische Halbinsel.

Von den anderen Parametern kann der komplette Zeitraum 1300 bis 1499 abgedeckt werden.

In Figur 8 sind die jeweiligen Zeitserien abgebildet.



**Figur 8:** Zeitserien von maximalen Frischwassereintrag, maximaler Meereisausdehnung sowie minimaler 2m-Temperatur auf Jahresbasis im Bereich des Weddell-Meeres für jeweilige Modellläufe

Die obigen Zeitserien des Süßwassereintrages weisen große interannuale Schwankungen auf. Über den gesamten Zeitraum betrachtet, kann ein vernachlässigbarer positiver Trend in allen Modellläufen nachgewiesen werden.

Die Meereisfläche zeigt dagegen eine deutliche Verringerung in W55, W65 als auch W75. In der ersten Dekade liegen sämtliche Läufe oberhalb von 30000 km<sup>2</sup>. Zum Ende der simulierten Periode erreichen die Werte nur noch im Maximum diese Grenze. Tendenziell geht die Meereisfläche zwischen 1302 und 1499 um etwa 10000km<sup>2</sup> (W55), 12000km<sup>2</sup> (W65) sowie 11000km<sup>2</sup> (W75) zurück. Auch in dem nördlichen Weddell-Meer lässt sich erkennen, dass für den W75-Lauf bis etwa 1390 oftmals die größten Meereisflächen simuliert werden. Die durch Meereis bedeckte Fläche in W65 ist in dieser Periode leicht geringer, die Differenz zwischen den beiden Modellläufen liegt im Mittel in der Größenordnung von etwa 1100 km<sup>2</sup>. Der Unterschied von W65 zum Kontrolllauf, mit geringer Meereisausdehnung, beträgt dabei sogar mehr als 2500km<sup>2</sup>. Dennoch sorgt der heftige Rückgang des Meereises in den durch Süßwasser geforceden W75/W65-Szenarien für eine



Angleichung zu W55 ab 1390.

Dahingegen ist in der Zeitreihe der Minimumtemperatur ein prägnanter positiver Trend vorhanden. In den ersten fünfzig Jahren pendeln die Werte oftmals in einer Spanne von 255 bis 260K. In den letzten fünf Dekaden sind die Minimumtemperaturen durchschnittlich um etwa 8K höher als zwischen 1300 und 1349. In den ersten 90 Jahren besitzt W55 die deutlich höchsten Werte. Diese sind dieser Periode um circa 1.8 K höher als jene des W65. Der Abstand von W55 zu dem Lauf mit den höchsten Süßwassereintrag beträgt sogar annähernd 2.6K. Ab den mittleren 1390er Jahren gleichen sich jedoch die Kurven spürbar an.

Schaut man sich nun die Lage von Extrempunkten für alle drei Parameter in den drei Modellläufen an, findet man teilweise große Gemeinsamkeiten.

So existiert im Jahr 1377 im W75-Lauf ein prägnantes lokales Maximum der Zeitreihe des Süßwassereintrages. Im selben Jahr nimmt die durch Meereis bedeckte Fläche um mehr als 2200km<sup>2</sup> zu und erreicht einen Betrag von etwa 37600km<sup>2</sup>. Wie in den theoretischen Betrachtungen angenommen, zeigt sich auch eine Senkung der Minimumtemperatur jenes Jahres. Sie fällt um etwa -0.7 K im Vergleich zu 1376 ab.

Weiterhin fällt der minimale Süßwassereintrag im Jahr 1373 gleich mit einer überaus geringen Meereisausdehnung von weniger als 27200km<sup>2</sup>. Wird der Fokus auf die Minimumtemperatur des Jahres gelenkt, zeigt sich ein lokales Maximum mit einer Erwärmung von +1.8 K zum Vorjahr.

Tendenziell scheint das Klimamodell eher sensibler zu sein für geringe Änderungen im Süßwassereintrag und zeigt besonders in der Meereisausdehnung eine Reaktion auf jenes Signal. Gleiches gilt auch für die Minimumtemperaturen. Der Vergleich der Zeitserien für W55 ergibt zwischen der minimalen jährlichen Temperatur und der maximalen jährlichen Meereisausdehnung eine Korrelation von -0.88. Dieser Wert erklärt etwa 77% der Gesamtvarianz der Zeitserie der von Meereis maximal bedeckten Fläche. Natürlich müssen auch die entgegenwirkenden Trends in den Zeitreihen betrachtet werden. Nach Abzug einer linearen Trendgerade ergibt sich zwischen beiden Parametern eine Korrelation von -0.68. In diesem Fall liegt die dadurch erklärte Varianz als Anteil an der Gesamtvarianz bei 46 %. Für W65 betragen die beiden Korrelationskoeffizienten -0.93 beziehungsweise -0.68 nach Korrektur eines linearen Trends. Dadurch können 86% respektive 46% der Gesamtvarianz der Entwicklung der Minimumtemperaturen in 2m Höhe über dem nördlichen Weddell-Meer erklärt werden.

Im Falle von W75 folgen Korrelationen in der Größenordnung von -0.91 sowie -0.62 nach Abzug des linearen Trends. Insofern gibt es zwischen der Entwicklung der maximalen jährlichen Meereisausdehnung und der minimalen jährlichen Temperatur eine Übereinstimmung von 82 % im unkorrigierten Fall. Nach Abzug eines linearen Trends werden nur noch 39% der Gesamtvarianz erklärt. Die Korrelation bezüglich des Süßwassereintrages liegt deutlich unterhalb eines signifikanten Wertes. Dennoch erscheinen zumindest im Bereich von Extremwerten Gemeinsamkeiten mit der Entwicklung der anderen beiden Parameter.

Schlussendlich erscheinen die Auswirkungen von Süßwassereinträgen entlang der Antarktis nur im geringen Maße die Temperatursteigerungen in Folge des CO<sub>2</sub>-Anstieg kompensieren zu können. Gleichwohl ist erstaunlich, dass diese Kompensation, meist im Bereich von wenigen Zehntel Kelvin, nicht nur regional begrenzt wirksam ist, sondern auch im globalen Maßstab Wirkung besitzt. Die größten Temperaturanstiege sind dabei hauptsächlich in den polaren / subpolaren Breiten zu erwarten. Besonders im Bereich des Nordpolarmeers simuliert das KCM drastische Steigerungen der zwei Meter Temperatur. Es gibt in dieser Region eine relativ scharfe Grenze zwischen dem arktischen Raum mit sehr großen Temperaturanstiegen und der atlantisch geprägten Sphäre. In Folge der Süßwassereinträge im Antarktischen Ozean verlagert sich diese Grenze über der Barentssee in Richtung Südwesten. Dadurch werden im Bereich südöstlich von Svalbard teilweise Temperaturdifferenzen zwischen W75/W65 und dem Kontrolllauf größer als 3K simuliert. Über der Antarktis konnten gegen Ende der Zeitreihe auch vermehrt positive Temperaturanomalien berechnet werden. Somit lässt sich schlussfolgern, dass zusätzliche Süßwassereinträge in den

Antarktischen Ozean den Temperaturanstieg in den hohen Breiten verstärkt. Eine Sonderrolle spielt dabei das Weddell-Meer. Über ihm bildet sich, nach dem sich die Meereisausdehnung zwischen den Süßwasser geforceten Läufen und dem Kontrolllauf angeglichen hat, eine mit der „Svalbard-Anomalie“ vergleichbare positive Temperaturdifferenz aus. Gleichwohl konnten an Hand der Entwicklung von Minimumtemperatur, maximalen Frischwassereintrag sowie der maximalen Meereisfläche gewisse Rückschlüsse auf die Beziehung der Parameter zueinander gezogen werden.

### 3.3 Der Parameter Bodendruck und dessen Beeinflussung durch die Frischwassereinträge

Das Bodendruckfeld wird in der Variable „slp“ innerhalb des ECHAM5/6 Atmosphärenmodell gespeichert. Die Maßeinheit jener Daten ist Pascal.

Im Folgenden sollen die Einflüsse der Süßwassereinträge auf den Bodendruck betrachtet werden. In der Theorie müsste sich bei anhaltender Aufwärmung der Atmosphäre über den polaren Regionen, wegen einem steigenden CO<sub>2</sub>-Gehalt, auch eine Änderung des Bodendruckfeld einstellen.

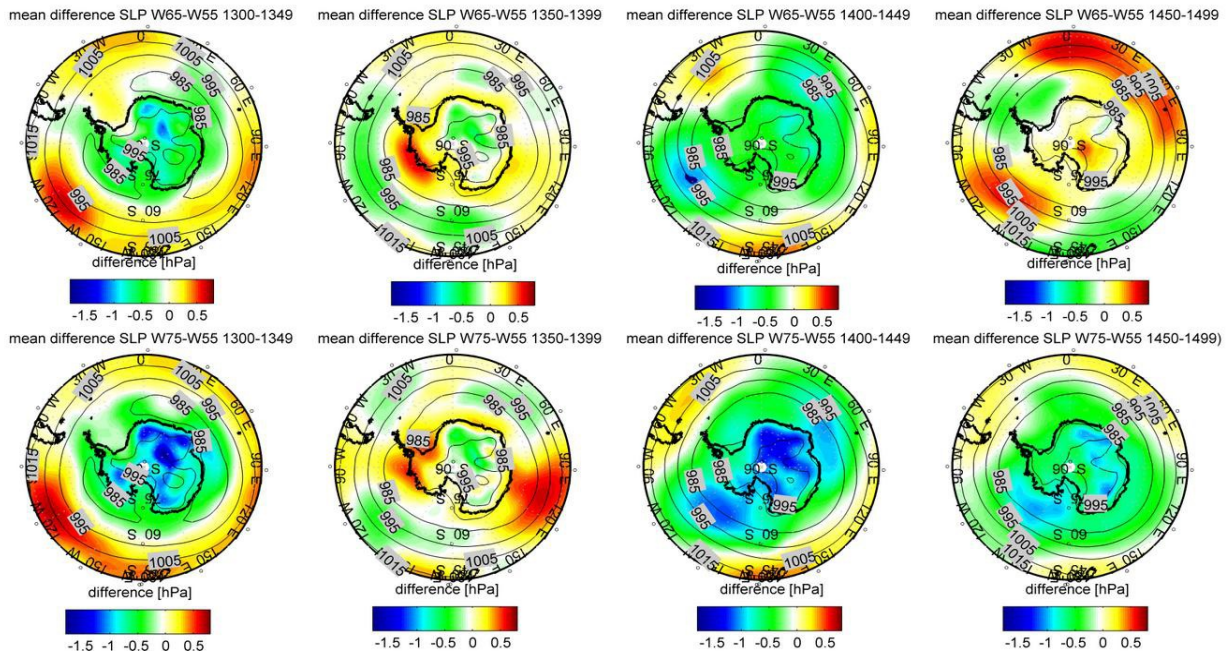
Wie bereits vorangegangen festgestellt erwärmen sich die Polargebiete deutlich stärker binnen 200 Jahren. Somit nimmt der Temperaturgradient zu den gemäßigten Breiten ab, da der dortige Temperaturtrend in dieser Periode deutlich geringer ist. Mit Hilfe der 2m Temperatur des Kontrolllaufes lassen sich diese Annahmen bestätigen. Betrug die Temperaturdifferenz zwischen dem Temperaturmittel in den ersten zwanzig Jahren (1300-1319) entlang 49°S und jenem entlang von 74°S durchschnittlich etwa 33.9 Kelvin, liegt diese 100 Jahre später nur noch etwa 32.9K.

Zum Ende der Zeitreihe, also für den Zeitraum von 1480-1449, ist der Temperaturgradient im Mittel auf einen Wert geringer als 31.9 K zurückgegangen. Durch die Minimierung der Temperaturgegensätze zwischen polaren und den südlichen gemäßigten Breiten sollte sich auch die Westwindzirkulation über dem Antarktischen Ozean abschwächen. Dies lässt sich theoretisch durch die Entwicklung des polaren Hochs über der Antarktis erklären. Bei diesem antizyklonalen Gebilde handelt es sich um ein relativ standorttreues, beständiges Kältehoch. Würde man fiktiv einen Schnitt entlang eines Meridians von subpolaren südlichen Breiten südlich der Frontalzone zum Südpol betrachten, könnte eine Auslenkung der Isothermen zum Boden hin in Richtung höherer geographischer Breiten beobachtet werden. Da kältere Luft eine größere Dichte besitzt, wäre dem Minimum im Temperaturfeld ein Maximum im Dichtefeld zugeordnet. Es sollte also eine Aufwölbung der Isopyknen entlang des Schnitts zum Südpol hin angenommen werden. Dadurch würde über der Antarktis ein Hochdruckgebiet vorhanden sein, da der Bodendruck direkt proportional zu Dichte ist. Dieses Druckgebilde verdankt seine Entstehung einzig der Auslenkung der Isothermen zum Boden im Bereich höherer südlicher Breiten. Je kälter die Luftmasse über der Antarktis ist, umso stärker wird das antizyklonale Druckgebiet.

Da innerhalb der Zeitreihe der Temperaturgradient zwischen gemäßigten südlichen Breiten und den antarktischen Polarregionen abnimmt, verringert sich auch betragsmäßig die Auslenkung der Isothermen zum Pol hin. Als Folge davon nimmt der Bodendruck im Bereich des polaren Kältehochs ab. Wodurch auch der meridonale Druckgradient geringer wird. Dies führt direkt zur Verringerung des geostrophischen Windes, welcher in erster Näherung die Westwindzirkulation symbolisiert.

Durch den Frischwassereintrag im Antarktischen Ozean kommt es zu einer Verstärkung des Temperaturanstiegs über der Antarktis, somit sollte theoretisch die Schwächung des polaren Kältehochs stärker ausfallen. Somit müssten theoretisch negative Bodendruckanomalien im Vergleich zum Kontrolllauf auftreten. In Figur 9 sind die Differenzen des W65 bzw. W75 Lauf zu W55 abgebildet. Vergleicht man die durch die vier Leitisobaren umschlossenen Flächen können bereits Änderungen des Bodendruckfeldes im Kontrolllauf gefunden werden. Während die 985 hPa-Isobare im ersten Zeitschritt nur nördlich von Königin-Maud-Land bis vor die östlichen

Küstenlinien Wilkes-Land als auch im Bereich der Amundsen-See /Bellinghausen-See eingezeichnet ist, verläuft sie ab 1400 zirkumpolar. Der Einfluss von tiefen Luftdrucks über dem südlichen Teil des Antarktischen Ozean scheint sich zu verstärken. Gleichzeitig nimmt die Drängung der Isobaren im Bereich der südhemisphärischen polaren Frontalzone von Zeitschritt zu Zeitschritt.



**Figur 9:** gemittelte Bodendruckdifferenz zwischen W65 respektive W75 und dem Kontrolllauf in den Zeiträumen 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449, 1450-1499, in Konturen der jeweilige gemittelte Bodendruck von W55

Dies erkennt man an dem Verlauf der 985 hPa Isobare über der Antarktischen Halbinsel. In der Zeitperiode zwischen 1350-1399 schmiegt sie sich der westlichen Küste der Halbinsel bei etwa 66°S an. Im darauffolgenden Zeitschritt verläuft sie schon nördlich von 63°S, in den letzten fünf Dekaden im Mittel sogar etwa auf 62°S. Gleichzeitig verschiebt sich die 1005 hPa Isobare über Patagonien während der gesamten Zeitreihe kaum. Somit lässt sich schlussfolgern, dass sich die Westwindzirkulation zumindest im Bereich der Drake-Straße entgegen der theoretischen Annahmen intensivieren wird. Andererseits sieht man eine deutliche Verringerung der von der 995-hPa umschlossenen Fläche über der Antarktis. In den ersten drei Zeitschritten werden im Zentrum der Ostantarktis sogar im Mittel ein Bodendruck oberhalb von 1005 hPa simuliert. Als Folge davon lässt sich die These, dass sich das antarktische Kältehoch abschwächt, bestätigen.

Im Vergleich zu W55 zeigt W65 im ersten Zeitschritt über einem Großteil der Antarktis sowie dem nördlich sich anschließenden Antarktischen Ozean eine negative Bodendruckanomalie mit etwa 0.5hPa. Eine Ausnahme bildet der Bereich über dem Weddell-Meer mit höheren Bodendruck als im Kontrolllauf. Gleichwohl erhöht sich teilweise der Luftdruck im Bereich der südlichen Frontalzone. Somit weist W65 in den ersten 50 Jahren im Mittel eine schwächer ausgeprägte Westwindzirkulation auf, da die Luftdruckdifferenz zwischen dem polaren Kältehoch und der subpolaren Tiefdruckrinne um bis zu 1.3 hPa geringer ausfällt. Gleichwohl sollte diese Zirkulation sich in Folge der positiven Bodendruckanomalien in subpolaren Breiten etwas gen Süden verschieben. Dies lässt sich in den Differenzen des 10 m-Windes zwischen den Modellläufen erkennen. Zumindest weist W65 entlang von 60° S oft eine stärkere nordwestliche Windkomponente auf. Diese Windrichtung herrscht typischerweise meist nur nördlich bzw. in der Nähe der südlichen Frontalzone, welches ein Indiz für eine südwärtige Auslenkung der subpolaren

Tiefdruckrinne sein könnte

Im selben Zeitschritt lässt sich für W75 eine ähnliche Entwicklung erkennen. Während im Bereich des antarktischen Hochdruckgebiet tendenziell ein geringerer Bodendruck als im Kontrolllauf herrscht, existiert in subpolaren Breiten hauptsächlich eine positive Druckanomalie. Über Königin-Maud-Land werden teilweise -1.5 hPa geringere Bodendruckwerte simuliert. Im Bereich des südöstlichen Pazifik liegt der Bodendruck teils über 0.5 hPa höher als in W55. Als Folge davon weist W75 entlang von 60°S wiederum eine stärkere nordwestliche Windkomponente auf, sodass im Mittel die Frontalzone sich in Richtung Süden verschiebt.

Zwischen 1350-1399 herrschen im W65-Lauf entlang der antarktischen Küste leicht positive Druckanomalien. Im Inneren der Antarktis existieren leicht negative Anomalien. Gleichzeitig erstreckt sich eine breite Zone mit negativen Druckdifferenzen im Vergleich zum Kontrolllauf über dem Antarktischen Ozean entlang von 52°S zwischen 160 °O und 40 W. Als Folge davon verschiebt sich die polare Frontalzone über diesem Bereich gen Norden, was sich in der Dominanz von südlichen bzw. östlichen Richtungsdivergenzen des 10 m-Wind zwischen W65 und dem Kontrolllauf über der Amundsen-See als auch Bellinghausen-See widerspiegelt.

Der W75-Lauf hingegen weist besonders über der Davis-See stark positive Bodendruckanomalien zu W55 in der Größenordnung von fast 0.8 hPa auf. Dadurch verlagern sich die Leitisobaren im W75 nordwärts. Dadurch kann im Winddivergenzzfeld an der westlichen Flanke dieser Anomalie eine stärkere nördliche Komponente im Vergleich zum Kontrolllauf festgestellt werden. Im Bereich der Küsten der Amundsen-See und des Weddell-Meer existieren ebenso positive Druckanomalien. Wodurch sich die subpolare Tiefdruckrinne in Richtung des südamerikanischen Kontinents verlagert. Im W75 besitzt der Wind deshalb im Bereich der Drake-Straße im Mittel eine größere südöstliche Komponente als im Kontrolllauf.

Zwischen 1400 und 1449 weisen große Teile des antarktischen Raums negative Bodendruckdifferenzen zwischen W65 und W55 auf. Besonders im Sektor der Bellinghausen-See sind die stark negativen Bodendruckanomalien mit etwa -1.5 hPa zum Kontrolllauf auffällig. Sie sorgen dafür, dass die südliche subpolare Tiefdruckrinne sich in Richtung der Antarktis verschiebt.

Gleichzeitig schwächt sich auch das polare Hoch stärker ab als im Kontrolllauf.

Im selben Zeitschritt wird dies für den W75 auch ersichtlich, wobei die Abschwächung betragsmäßig größer ist im Vergleich zum Lauf mit dem geringerem Süßwassereintrag. Die Werte liegen im Inneren der Antarktis großflächig unterhalb von -1 hPa. Somit verlagert sich auch die Westwindzirkulation südwärts.

In den letzten 50 Jahren zeigt der W65 Lauf hingegen teilweise positive Unterschiede im Bodendruckfeld über der Antarktis auf. Ebenso sorgen negative Bodendruckanomalien im Bereich der Drakestraße respektive dem Südatlantik für eine Verstärkung der Westwindzirkulation in dieser Zone. Über dem Südostpazifik, Südostatlantik als auch dem südwestlichen Indischen Ozean verschiebt sich die Frontalzone gen Norden.

Im W75-Lauf hingegen kommt es fast im gesamten subpolaren Raum zu einer Verlagerung der Tiefdruckrinne gen Süden, da über weiten Teilen der Antarktis negative Bodendruckanomalien im Vergleich zum Kontrolllauf vorherrschen.

Im Großen und Ganzen wird ersichtlich, dass sich die negative Entwicklung des polaren Hochdruckgebietes sich zusätzlichen Süßwassereintrag tendenziell leicht verstärkt. Zumindest überwiegen für beide Läufe negative Bodendruckunterschiede zum Kontrolllauf im Inneren der Antarktis. Während dessen zeigen sich besonders in den ersten fünfzig Jahren Flächen mit positiven Bodendruckanomalien im Bereich der Frontalzone. Welche ein Indiz für eine geringere Westwindzirkulation im Vergleich zum Kontrolllauf sein könnten, da der Luftdruckgradient zwischen polaren Hoch und jener Zone abnimmt. Weiterhin weist die subpolare Frontalzone im Mittel in W65 als auch W75 eine intensivere Wellenbildung als W55 auf. Zumindest befinden sich in deren Einzugsbereich oftmals (leicht) positive oder (betragsmäßig stärkere) negative Bodendruckanomalien. Bei einer positiven Anomalie verschiebt sich die Tiefdruckrinne in Richtung

Norden. Für negative Anomalien im subpolaren Bereich folgt die entgegengesetzte Verlagerungsrichtung. In Rücken (Trögen) solcher planetarer Wellen (Rossby-Wellen) kommt es zur Entstehung von antizyklonalen (zyklonalen) Druckgebilden. Dementsprechend sollten im Vergleich zum Kontrolllauf tendenziell mehr solcher dynamischen Druckgebiete entstehen. Da die Luftdruckunterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen jedoch minimal sind, sollten die Differenzen in der Auslenkung der Tiefdruckrinne relativ beschränkt sein.

### 3.4 Die Beeinflussung des Ozeans im Bereich des Weddell-Meeres durch Süßwassereinträge

Abschließend sollen in diesem Abschnitt noch die Auswirkungen der Süßwassereinträge entlang der Antarktis auf das Ozeanmodell im Teilbereich des Weddell-Meeres analysiert werden. Dabei wird interessant wie und ob sich das Süßwassersignal auch im NEMO-Modell wiederfindet, da die Süßwassereinträge im ECHAM5/6-Atmosphären eingebracht werden und anschließend über den OASIS3-Coupler auf das Ozeanmodell einwirken. Eine weitere Frage sollte sein, ob dieser Süßwassereinfluss Auswirkungen auf die Wassermassen in der Tiefsee haben wird. Da die Zeitserie nur eine Periode von 200 Jahren umfasst, könnte jener Bereich des Ozeans gegebenenfalls noch nicht auf den Süßwassereintrag reagiert haben. Die Tiefsee zeigt eine Reaktion auf solche Signale normalerweise auf Zeitskalen zwischen 10 bis 1000 Jahren.

Betrachtet man die Beispielregion, die eine wesentliche Rolle in der globalen Tiefenwasserbildung spielt, sollte der Zeitraum 1300-1499 ausreichend sein. Bei dieser Tiefenkonvektion werden oberflächennahe Wassermassen in große Meerestiefen transportiert. Die Simulation solcher Ereignisse in Klimamodellen ist relativ komplex in Folge der großen Datenmengen. Eine Variante um solche Tiefenwasserbildung zu beobachten ist den Abfall der potentiellen Temperatur  $\theta$  mit der Wassertiefe zu bestimmen. Dabei versucht man in etwa die Thermoklintentiefe, als Tiefe der Mischungsschicht, zu berechnen.

Wird die Meeresoberflächentemperatur als Referenzwert genutzt, kann somit die Deckschichttiefe dahingehend definiert werden, dass diese beispielsweise 0.95 der Temperatur der obersten Wasserschicht besitzt.

Eine andere Methode verwendet die Oberflächendichte als Normwert. Die Dichte wächst bei stabiler Schichtung mit zunehmender Wassertiefe an. Dementsprechend kann man die Deckschichttiefe als die Tiefe definieren, bei der die Dichte einen Wert von 1.03 Oberflächendichten überschreitet. Mit dieser Methode konnten *Behrens et al.* (2016) während Tiefenkonvektion-Ereignissen eine Tiefe der Mischungsschicht in der Größenordnung von 2000m im Antarktischen Ozean mit Ensemble-Rechnungen des NIWA-UKCA Klimamodell simulieren.

Die Frage wird sein, ob das KCM auch solche Tiefenkonvektion im Bereich des Weddell-Meeres simulieren kann.

Zuallerst soll aber die Oberflächenströmung aller drei Modellläufe in diesem Gebiet miteinander verglichen werden. Aus der Praxis ist bekannt, dass im Weddell-Meer eine zyklonale Meeresströmung vorherrscht. Dieser Weddellwirbel importiert oberflächennah mäßig warmes Wasser aus dem Bereich des Antarktischen Zirkumpolar Stroms (ACC) in das südöstliche Weddell-Meer. Anschließend strömt er entlang der Ostküste der Antarktischen Halbinsel als kalte Meeresströmung wieder aus dem südlichen Weddell-Meer aus. In seinem Zentrum tritt, vergleichbar mit dem Labradorsstrom in der Labradorsee, teilweise Tiefenkonvektion auf.

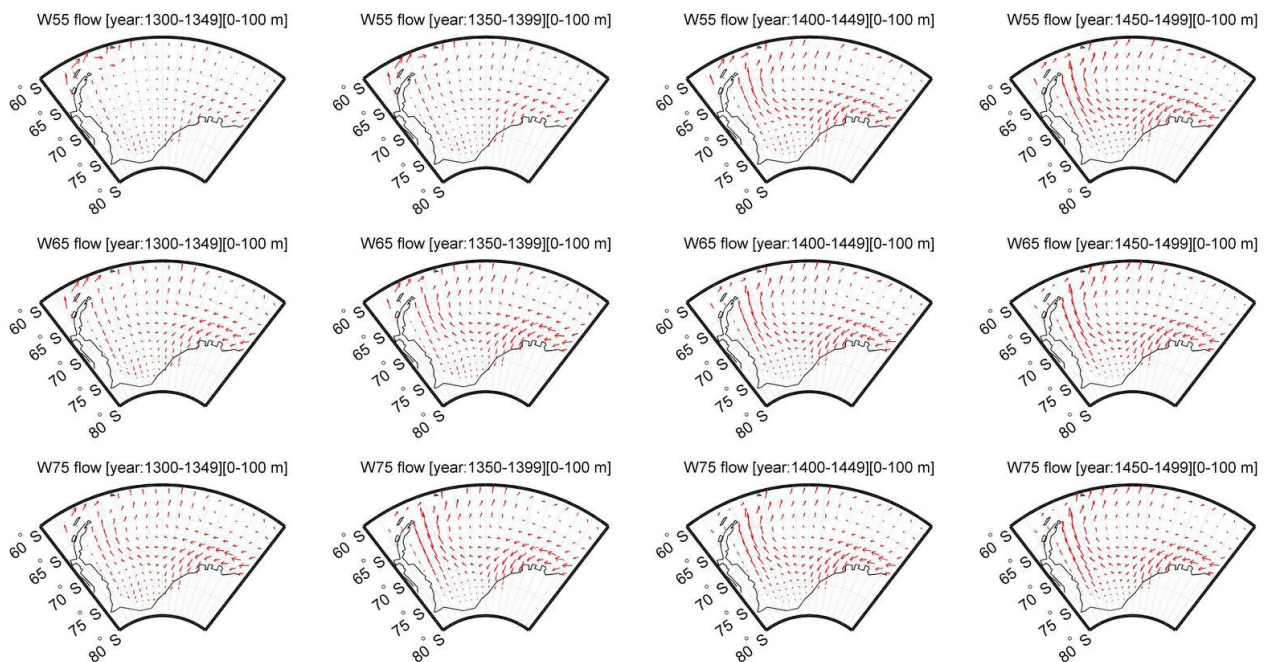
Die Oberflächenströmung wird mit Hilfe der Parameter „uvel“ und „vvel“ des NEMO-Ozeanmodell analysiert. In Figur 10 ist diese für W55, W65 und W75 dargestellt.

In allen drei Modellläufen ist eine Verstärkung der Strömung gemittelt über die ersten 100m Wassertiefe erkennbar. Es handelt sich dabei größtenteils um eine zyklonale Meeresströmung zwischen 70°S und 60°S. Diese fließt westwärts entlang der nordwestlichen Küste von Königin-



Maud-Land in das südliche Weddell-Meer ein. An der Ostküste der Antarktischen Halbinsel wird diese dann größtenteils gen Norden abgelenkt. Bei dieser Strömung handelt es um die südliche Teilströmung des Weddellwirbels, welcher wie bereits beschrieben auch einen zyklonalen Drehsinn besitzt.

Im ersten Zeitschritt zwischen 1300 und 1349 treten entlang der Antarktischen Halbinsel meridionale Geschwindigkeitskomponenten in der Größenordnung von etwa im Maximum 0.015 m/s in W55 auf. Dagegen strömt der Weddell-Strom im W75-Lauf mit mehr als 0.025 m/s an dieser Stelle nordwärts. Der Einstrom entlang Königin-Maud-Land besitzt im Kontrolllauf nur eine zonale Komponente von -0.022 m/s. Für W75 beträgt diese gemittelt schon Werte unter -0.036 m/s.



**Figur 10:** Durchschnittsströmung in den ersten hundert Metern für alle Modellläufe in den Zeiträumen 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449, 1450-1499

Dies wird auch in obigen Abbildungen ersichtlich. Es ist deutlich zu erkennen, dass sowohl in W65 als auch W75 der Einstrom im Vergleich zu dem Kontrolllauf verstärkt ist. Die Strömung entlang der östlichen Küste Antarktischen Halbinsel weist noch nicht diese großen Differenzen zwischen den einzelnen Modellläufen auf.

Im folgenden Zeitschritt intensiviert sich in W65 und W75 die zonale Komponente der Meeresströmung im Bereich des südlichen Weddell-Meer weiter. Ebenso erfolgt eine Intensivierung des westlichen Ausstroms des Weddell-Stroms. Diese Entwicklung kann im Kontrolllauf nur in Ansätzen zwischen 1350 und 1399 gesehen werden. Die u-Komponente des gemittelten Geschwindigkeitsvektor des W75-Lauf unterschreitet nördlich der Küste von Königin-Maud-Land bereits den Wert von -0.041 m/s. Die meridionale Geschwindigkeitskomponente des selben Laufs beträgt östlich der Antarktischen Halbinsel im Maximum etwa 0.034 m/s. Somit hat sich die Strömung in diesem Bereich im Verlauf von maximal 100 Jahren im Mittel um 36% verstärkt.

Erst im dritten Zeitschritt zeigt der Kontrolllauf signifikante Veränderungen zu den ersten 50 Jahren. Wie in den Süßwasser geforceten Modellläufen verstärkt sich der Einstrom in das südliche Weddellmeer als auch der westliche Ausstrom in Richtung des Südantillenmeers. Diese positive Entwicklung zeigte sich in W75 sowie mit geringer Ausprägung in W65 bereits in den ersten fünfzig Jahren. Die Verstärkung der Strömungsgeschwindigkeiten des Weddell-Stroms setzt sich in

den beiden durch zusätzliche Süßwassereinträge gekennzeichneten Läufen des KCM auch im Zeitraum von 1400 bis 1449 fort. Tendenziell nehmen die Unterschiede zum Kontrolllauf ab.

Im letzten Zeitschritt sind kaum noch regionale Differenzen in dem gemittelten Geschwindigkeitsfeld der ersten 100m zu erkennen. Im Kontrolllauf werden nördlich von Königin-Maud-Land abschließend eine betragsmäßige maximale Zonalgeschwindigkeit im Bereich von 0.036 m/s simuliert. Verglichen damit zeigt sich für W65 eine mit etwa 0.006m/s stärkere Strömung in Richtung West. Die Differenz zum Kontrolllauf liegt in W75 sogar im Bereich von 0.01m/s.

Der Einstrom in das südliche Weddell-Meer hat sich entlang der nordwestlichen Küste von Königin-Maud-Land in diesem Modelllauf somit um fast 30% verstärkt.

Für W55 liegt der Geschwindigkeitszuwachs in der Größenordnung von 64%.

Entlang der Ostküste der Antarktischen Halbinsel betragen die meridionalen Geschwindigkeiten zwischen 1450 und 1499 maximal 0.045 m/s (W55), 0.051 m/s (W65) respektive 0.055 m/s (W75).

Im Großen und Ganzen zeigt sich also eine Verstärkung des Weddell-Stroms in Folge der durch die CO<sub>2</sub>-Anstieg hervorgerufenen Prozesse.

Eine Veränderung des Betrages der Windschubspannung als Ursache für die Intensivierung der Meeresströmung im Weddell-Meer kann relativ ausgeschlossen werden. Im Anhang befindet sich die Figur 13, die den gemittelten Wind der Jahre 1300 bis 1349 und jenes Mittel der letzten fünf Dekaden enthält.

Daraus wird erkenntlich, dass die Änderungen im Windfeld über dem Weddell-Meer minimal sind und diese somit die Verstärkung des Weddell-Stroms nur beschränkt erklären können.

Dementsprechend müssten die positiven Geschwindigkeitstrends in den ersten 100 m der Wassersäule theoretisch auf eine Änderung des Dichtegradienten zurückzuführen sein.

Um Rückschlüsse auf jenen ziehen zu können wird die Durchschnittsdichte, mit Hilfe des Temperaturfeld (votemp) bzw. des Salzgehaltsfeld (vosaline) des NEMO-Ozeanmodells unter Verwendung der Funktion `sw_dense` aus der *Seawater Library (Version 3.2)* der *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO)*, berechnet. Daraus wird ersichtlich, dass in den ersten 50 Jahren in W55 im Weddell-Meer zwischen 67°S-73°S sowie 60°W -24°W eine relativ homogene Dichte von etwa 1028 kg/m<sup>3</sup> herrscht. Anschließend baut sich ab dem Zeitraum von 1400-1449 ein Dichtegradient zwischen dem nordöstlichen und südwestlichen Bereich des Meeresgebietes auf. Jener wird durch die Verringerung des Salzgehaltes des Meerwassers in Folge der Süßwassereinträge im Bereich der Küstenregionen hervorgerufen.

So beträgt die Dichte in den letzten fünfzig Jahren entlang der Antarktischen Halbinsel als auch im südlichen Weddell-Meer Werte unterhalb von 1027.4 kg/m<sup>3</sup>. Im Zentrum des Weddell-Meer hingegen werden 1027.8 kg/m<sup>3</sup> simuliert. Diese Dichtedifferenz ist primär für die Verstärkung des Weddell-Stroms verantwortlich.

Im Vergleich zum Kontrolllauf zeigt sich, dass ein zusätzlicher Süßwassereintrag im Weddell-Meer diesen Dichtegradienten vergrößert, wie zu erwarten war. Aus diesem Grund werden in den beiden durch Süßwasser geforceden Läufen stets betragsmäßig größere Meridional/Zonalgeschwindigkeiten im Bereich des Einstroms/Ausstroms des Weddellwirbels simuliert.

Zudem kann gezeigt werden, dass sich der für die Intensivierung der Meeresströmung verantwortliche Dichtegradient ,in Folge des zusätzlichen Süßwassereintrag, schneller ausbildet. Dies erkennt man in der Figur 14 im Anhang. Bereits in der Zeitspanne 1350-1399 weist W75 zwischen dem südlichem Bereich und dem Zentrum des Weddell-Meeres einem Dichtegradient größer als 0.2 kg/m<sup>3</sup> auf. Jener verstärkt sich gegen Ende der Zeitserie auf eine Größenordnung von 0.8 kg/m<sup>3</sup>. Somit entsteht in Folge der größeren Süßwassereinträge ein stärkerer Dichtekontrast, der die auf ihm beruhende Meeresströmung im Vergleich zum Kontrolllauf zusätzlich intensiviert.

Weiterhin sollte der große Süßwassereinfluss auch eine Auswirkung auf die vertikale Schichtung des Weddell-Meeres haben. Eine erste Folge wäre ein starkes Absinken des oberflächennahen Salzgehalts, in Folge der Vermischung mit dem Süßwasser. Falls die Temperaturen dieser obersten

Wasserschicht unterhalb von 0°C gelegen haben, kann auch eine Erwärmung in Folge dieser Mischungsprozesse angenommen werden. In jedem Fall kommt es zu einer Verringerung der Oberflächendichte, wodurch eine Durchmischung mit darunterliegenden Wassermassen unwahrscheinlicher wird. Der zusätzliche Süßwassereintrag sollte einen stabilisierenden Einfluss auf die obersten Wasserschichten haben. Da das Weddell-Meer eine wichtige Rolle in der globalen thermohalinen Zirkulation spielt, sollten die Auswirkungen des zusätzlichen Süßwassereinflusses diese tendenziell hemmen. Einerseits könnte es in Folge der verstärkten Meereisbildung, sowohl in der Fläche als auch in der Dicke, zu einem geringeren Wärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre kommen. Dadurch würden sich wegen der negativen Entwicklung der latenten respektive fühlbaren Wärmefluss eine geringere Abkühlung der obersten Wasserschicht ergeben. Somit wäre diese tendenziell stabiler im Vergleich zu der abgekühlten Wassermasse bei eisfreier Meeresoberfläche.

Andererseits bewirken die Süßwasserflüsse eine Verringerung des Salzgehalt der obersten Wasserschicht. Selbst im Falle der Meereisbildung könnte das entstehende stark salzhaltige Wasser (engl. brine) diese Wassermasse via Diffusion nur unwesentlich instabiler machen, da der Süßwassereinfluss allein vom Volumenfluss her schon dominieren würde.

Beide Teilentwicklungen sollten theoretisch die Tiefenwasserbildung stark einschränken. Die Voraussetzungen (sehr kalte Oberflächenmasse und eine darunterliegende salzige Wassermasse) für diesen Prozess werden in Folge der zusätzlichen Süßwassereinträge im Verlaufe der Zeitserie immer rarer.

Theoretisch sollte dementsprechend die Durchmischung nur noch über kleinere vertikale Skalen möglich sein, da der Ozean mehr und mehr stratifiziert. Zu einem späteren Zeitpunkt könnte die Konvektion nur noch im Bereich der obersten Wasserschichten eine Rolle spielen. Dieser Prozess der voranschreitenden Stabilisierung bzw. Schichtung des Ozeans würde sich in der Entwicklung der Deckschichttiefen widerspiegeln. Im Folgenden sollen deren zeitliche Veränderungen für sämtliche Modellläufe über einem Bereich des südlichen Weddell-Meer gemittelt

[ 67°S-74°S sowie 66°W-24°W] exemplarisch betrachtet werden. Dazu werden die Parameter „vosaline“ (Salzgehalt) und „votemp“ (Temperatur) aus dem NEMO - Ozeanmodell entnommen. Wiederum wird mit Hilfe der Funktion `sw_dens` aus der *Sea Water Library* der CSIRO die jeweilige Dichte der Schichten des Ozeanmodells bestimmt. Das verwendete ORCA R2-Grid besitzt in der Vertikalen 31 Schichten. In dem ausgewählten Bereich beträgt die Meerestiefe durchschnittlich 30 Schichten oder ca. 4750 Meter. Die Dichten werden anschließend mit der Oberflächendichte normiert. Danach kann das 1.03 -Oberflächendichte-Kriterium angewendet werden. Dabei wird die Tiefe bestimmt, bei der die Dichte erstmals größer ist als das 1.03-fache der Oberflächendichte.

In Figur 11 ist die zeitliche Entwicklung dieser Deckschichttiefe aufgetragen

Die Tiefenkonvektion erreicht in allen drei Modellläufen eine maximale Tiefe von -1831m. Das Minimum der Deckschichttiefe liegt beim Kontrolllauf und W65 in einer Tiefe von -55m. Für W75 findet die Konvektion sogar minimal nur bis -45m Wassertiefe statt. Wenn man die Modellläufe untereinander vergleicht, fallen sofort große Unterschiede in der jeweiligen Entwicklung der Deckschichttiefe auf. Es können dabei drei verschiedene Entwicklungsstadien beschrieben werden. Das erste Stadium umfasst einen stabilen Grundzustand der Deckschichttiefe unterhalb von 1000 m, der konstant ist oder nur kurzzeitig für ein Jahr verlassen wird. Die Tiefenkonvektion findet in dieser Periode jährlich statt.

Am Beispiel von W55 betrachtet dauert dieser Grundzustand von 1300 bis 1338.

Danach erfolgt ein instabiles Stadium der Oszillation, bei der die Deckschichttiefe auf interannualer bis multidekadischer Zeitskala schwankt. Die dazugehörige Schwankungsbreite sollte größer als 500m sein. Die Tiefenkonvektion, mit Deckschichttiefen unter -1500m, kann sporadisch noch beobachtet werden.

Für den Kontrolllauf ist dieses Stadium zwischen 1339 bis etwa 1382 erkennbar.

Das dritte und gleichzeitig letzte Stadium beschreibt ein zweites relativ stabiles Niveau der

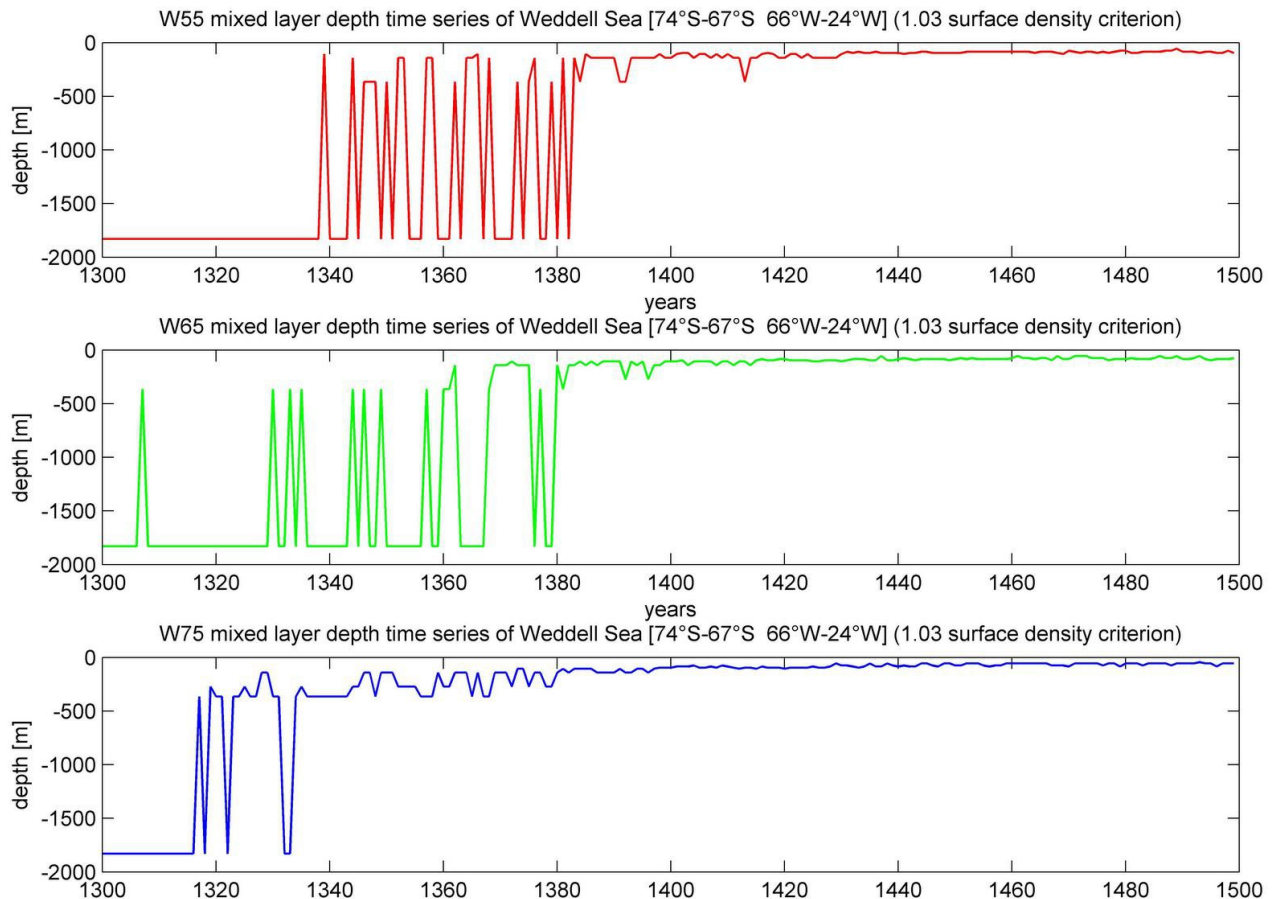


Deckschichttiefe. Die maximale Konvektionstiefe unterschreitet in jener Periode nicht mehr die -500m-Grenze. Die Schwankungsbreite in diesem Zeitraum beträgt maximal 455m.

Für den Kontrolllauf umfasst dieses Stadium die Jahre 1383 bis 1499.

Der Grundzustand dauert in W65, inklusive eines einzelnen Ausreißers, von 1300 bis 1329. Die instabile Phase kann im Zeitraum zwischen 1300 bis 1379 beobachtet werden. Das letzte Stadium umfasst die Jahre 1380 bis zum Ende der Zeitreihe anno 1499.

Für W75 besteht der Grundzustand nur bis 1316. Anschließend folgte eine relativ kurze instabile Phase (1317-1333). Das dritte Stadium umfasst die Jahre ab 1334 bis 1499.



**Figur 11:** zeitliche Entwicklung der gemittelten Deckschichttiefe im südlichen Weddell-Meer für alle drei Modellläufe

In allen drei Läufen findet nach 1383 keine Tiefenkonvektion mehr statt, wegen der durch den CO<sub>2</sub>-Anstieg hervorgerufenen Temperaturanstiege der oberflächennahen Wasserschichten. Diese sollten etwa eine ähnliche Entwicklung aufweisen wie die 2m-Temperatur über dem Weddell-Meer.

Wenn sich jedoch die oberen Wasserschichten erwärmen, kommt es zur Stabilisierung des oberen Teil der Wassersäule. Daraufhin wird ein Konvektionsprozess bis in eine Tiefe von unter -500m unmöglich. Die Süßwassereinträge beschleunigen diesen Trend zu deutlich geringeren Deckschichttiefen zusätzlich. Bereits 49 Jahre früher als im Kontrolllauf, im Jahre 1333, finden sich für W75 die letzten Anzeichen für Tiefenkonvektion. Danach stabilisiert sich die Wassersäule in Folge der zusätzlichen Süßwassereinträge derart, dass die Deckschichttiefe deutlich über -500 m liegt.

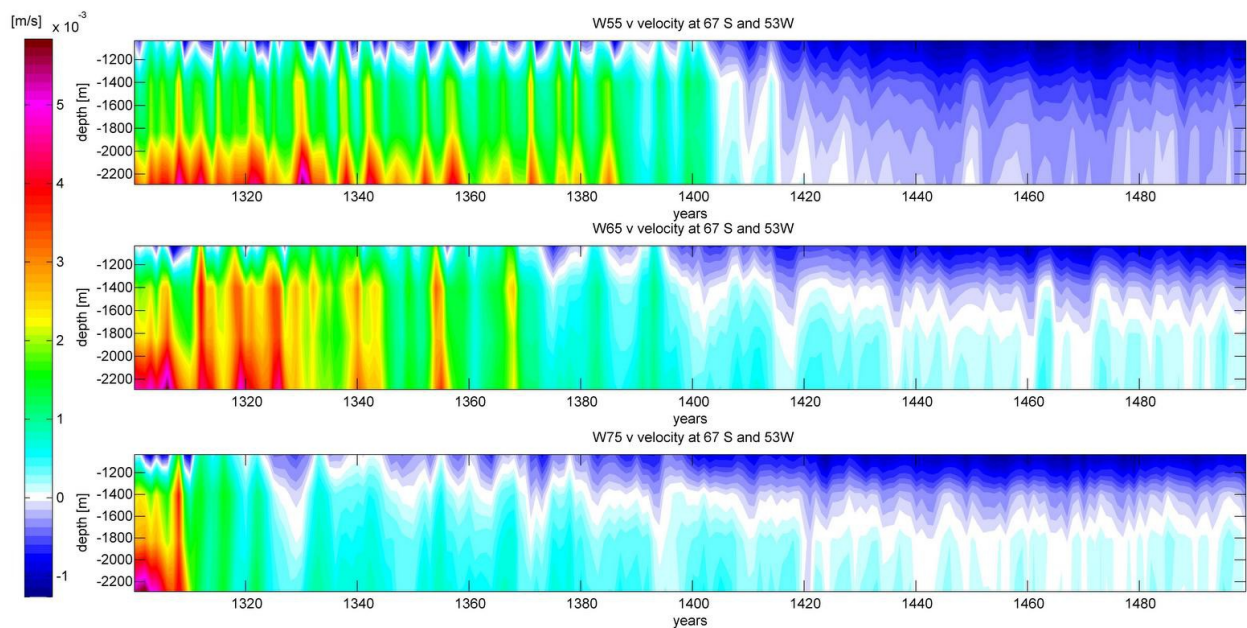
Im W65-Lauf treten bis hinein in die späten 1370er Jahre längere Phasen mit Tiefenwasserbildung auf. Diese könnten die positiven 2m-Temperaturanomalien im Vergleich zum Kontrolllauf im Zeitraum zwischen 1350 bis 1399 im Bereich des südlichen Weddell-Meer erklären. Gleichwohl

lässt sich das Tiefenkonvektionsereignis im Bereich von 1358 mit dem Abfall der Meeresdicke und Fläche in diesem Zeitraum verknüpfen.

Im W55 scheinen solche Ereignisse in dieser Zeitspanne tendenziell von geringer Intensität und Dauer zu sein.

Gleichwohl ist offensichtlich, dass der starke zusätzliche Süßwassereinfluss, wie in W75, im betrachteten Bereich eine Tiefenkonvektion hemmende Wirkung besitzt.

Diese Entwicklungen haben auch große Auswirkungen auf die Ausbreitung des dort entstehenden Tiefenwassers. Es konnte entlang eines quasi-zonalen Schnittes etwa bei 67°S und 53°W in einer Wassertiefe zwischen -1130m bis 2250m eine Meeresströmung identifiziert werden, die östlich der Antarktischen Halbinsel nordwärts strömt. Betrachtet man die v-Komponente des Geschwindigkeitsvektor der Strömung, werden große Gemeinsamkeiten mit der Zeitserie der Deckschichttiefen erkennbar. In der unteren Abbildung sind diese dargestellt.



**Figur12:** Meridionale Geschwindigkeitskomponente in dem westlichen Weddell-Meer bei 67°S und 53°W

Während einer Phase mit Tiefenkonvektion tritt eine nordwärtige Geschwindigkeit mit bis zu 5mm/s auf. Die Grundströmung in Jahren ohne Tiefenwasserbildung in diesem Bereich beträgt jedoch nur -0.001m/s bis 0.001m/s. Dadurch lassen sich die Auswirkungen einer Ventilation der unteren Wasserschichten des Weddell-Meeres leicht erkennen.

Für W75 zeigen sich nur bis in das Jahr 1310 hohe Geschwindigkeiten, mit mehr als 3mm/s in einer Wassertiefe unter -2000 m. Danach sinkt die meridionale Geschwindigkeitskomponente binnen drei Dekaden auf Werte unter 1mm/s ab. Auffällig ist die leichte Geschwindigkeitszunahme in den frühen 1320-er Jahren, die mit dem Absinken der Deckschichttiefe auf etwa -1853m verknüpft werden kann.

Für W65 können ebenso große Geschwindigkeitsanomalien vor der Ostküste der Antarktischen Halbinsel festgestellt werden. So werden bis 1326 fast in jedem Jahr Geschwindigkeiten in einer Wassertiefe von -2200m oberhalb von 2mm/s simuliert. In der Zeitspanne von 1307 bis 1310 schwächt sich die Strömung kurzzeitig markant ab. Dies lässt sich auf die betragsmäßige Verringerung der Deckschichttiefe in südlich davon gelegenen Tiefenkonvektions-Gebieten im selben Zeitraum zurückführen.

In den Jahren 1339 bis 1344 sowie 1355 bis 1357 beschleunigt sich die nordwärtige Strömung auf

circa 3 mm/s. In den beiden Zeitspannen liegt die Deckschicht konstant in einer Wassertiefe von -1852m. In Folge dieser konstanten Lage kann ein großes Volumen an Tiefenwasser gebildet werden. Dieses fließt wegen sich fortsetzender beständiger Tiefenkonvektionsereignisse im südlichen Weddell-Meer mit hoher Meridionalgeschwindigkeit entlang der Antarktische Halbinsel ab. In den nächsten Jahren verringert sich die Strömung deutlich, sodass nach 1367 fast nur noch die Grundströmung vorherrscht.

Im Kontrolllauf ist eine große Anzahl an temporären Maxima der meridionalen Geschwindigkeitskomponente in einer Wassertiefe unter 2000m bis zum Jahr 1385 erkennbar. Diese lassen sich mit großer Genauigkeit den einzelnen Tiefenkonvektion-Ereignissen in Figur 11 zuordnen. Danach dominiert auch im W55 Lauf die Grundströmung in der Abbildung.

Die Modellläufe mit zusätzlichen Süßwassereintrag weisen, wie bereits in der zeitlichen Entwicklung der gemittelten Deckschichttiefe im südlichen Weddell-Meer, Anzeichen für ein verfrühtes Ausbleiben der Tiefenwasserbildung in diesem Meeresgebiet im Vergleich zum Kontrolllauf auf. Somit können die theoretischen Überlegungen bestätigt werden, wonach ein zusätzlicher Süßwassereinfluss eine stabilisierende Wirkung auf die Wassersäule besitzt. Da im selben Zeitraum auch ein großer Temperaturanstieg der Atmosphäre, in Folge eines anwachsenden CO<sub>2</sub>-Gehalts, simuliert wird, werden sich beide stabilisierenden Prozesse überlagern. Wodurch die Voraussetzungen für Tiefenkonvektion kaum noch gegeben sind. Im südlichen Weddell-Meer können für W75 nur in den ersten vier Dekaden Anzeichen für solche Tiefenwasserbildung gefunden werden. Im Kontrolllauf dagegen sind Indizien für solche Ereignisse bis 1385 auffindbar.

Die Verstärkung des Weddellwirbels bei zusätzlichen Frischwassereintrag kann ebenso als Beweis hergezogen werden. Der Dichtegradient zwischen dem zentralen Weddell-Meer und dessen südöstlichen Gestaden in den obersten 100 m der Wassersäule wird in W75 wesentlich schneller aufgebaut als im Kontrolllauf. Ein Großteil der betrachteten Region für die Analyse der Deckschichtentwicklung liegt jedoch genau in diesem süd(öst)lichen Bereich mit geringer Dichte. Dadurch existiert eine durchweg negative Dichtedifferenz zum Kontrolllauf ab etwa 1350. Somit kann davon ausgegangen werden, dass die für die Tiefenkonvektion benötigte Instabilität der Wassersäule in den Süßwasser geforceden Läufen nicht mehr gegeben ist. Dadurch kommt es zum früheren Ausbleiben von Tiefenkonvektionsereignissen in W65 oder W75.

Mit diesem Beispiel kann gezeigt werden, dass selbst ein Teil der globalen thermohalinen Zirkulation durch zusätzliche Süßwassereinträge entlang der Antarktis gestört werden kann.

Somit erfolgt die Antwort des KCM auf zusätzliche Süßwassereinflüsse entlang der Antarktis auf globalen Skalen.



#### 4. Diskussion

In den vorigen Abschnitten konnte nachgewiesen werden, dass zusätzliche Süßwassereinträge entlang der Antarktis im KCM sowohl das Atmosphären- als auch das Ozeanmodell beeinflussen. Diese Einflüsse waren dabei keinesfalls auf regionale Bereiche beschränkt, sondern besitzen teilweise eine globale Bedeutung. Gleichfalls konnte aufgezeigt werden, dass das KCM auf dieses „Süßwassersignal“ in der Zeitskala von einem Jahr bis zu mehreren Jahrzehnten im Allgemeinen reagiert. Dementsprechend konnten Erkenntnisse über dessen Reaktion trotz der beschränkten Modelllaufzeit von 200 Jahren erlangt werden. Es war erstaunlich, dass diese Antwort auf die Süßwassereinträge signifikante Werte annahm, obwohl das KCM simultan durch den Anstiegs des CO<sub>2</sub>-Gehaltes im ECHAM 5/6-Atmosphärenmodell stark beeinflusst wurde. Dies zeigt sich schon allein an der kurzen Zeitspanne, in der sich der Anteil von Kohlenstoffdioxid an der Gesamtzusammensetzung der Atmosphäre im Modell verdoppelt. Innerhalb von 46,6 Jahren wird diese Verdoppelung erreicht. Im Vergleich zu den Szenarien des Intergovernmental Panel of Climate Change (kurz: IPCC) liegt dieser Wert relativ im mittleren Bereich aller zukünftigen CO<sub>2</sub>-Entwicklungen. Legt man jedoch den Fokus auf den bisher beobachteten Kohlenstoffdioxidanstieg, wie beispielsweise der Keeling-Kurve, erscheint die Vermehrungsrate des Treibhausgases im KCM deutlich größer zu sein. In der letzten Dekade (2006-2016) konnte ein jährlicher CO<sub>2</sub>-Anstieg auf den Mauna-Loa von etwa 3ppm/yr beobachtet werden. Dagegen steigt im KCM der Anteil dieses Treibhausgases um etwa 4.3 ppm/yr. Trotz dieses starken Forcings, kann der jenem teilweise entgegenwirkende Einfluss der Süßwassereinträge eindeutig klassifiziert werden.

Im Gegensatz zu *Behrens et al.* (2016), welche ein weniger stark ausgeprägtes Emissionsszenario für CO<sub>2</sub> verwendet haben ( RCP 6.0), konnte zumindest im Zeitraum von einer Dekade ein leichter Anstieg in der durch Meereis bedeckten Fläche im antarktischen Raum simuliert werden.

Bemerkenswert scheint auch die Tatsache zu sein, dass diese kurzzeitige positive Entwicklung nicht nur im W75-Lauf, mit einem zusätzlichen monatlichen Süßwassereintrag von 0.1 Sv, sondern auch im Kontrolllauf bis etwa 1314 erkennbar ist. Gleichwohl sollte natürlich auch die interne Variabilität des KCM an dieser Stelle nicht vernachlässigt werden, da im ungünstigen Fall jene diese Entwicklung hervorgerufen hat.

Weiterhin zeigen die Modellläufe W75 als auch W65, dass die Meereisreduktion, in Folge der positiven Entwicklung der Kohlenstoffdioxid-Emissionen, durch Süßwassereinträge entlang der Antarktis auf multidekadischen Zeitskalen ausbalanciert werden können. Dadurch können sich binnen 40 Jahren Unterschiede der Meereisausdehnung zum Kontrolllauf in der Größe von 4 Millionen km<sup>2</sup> aufbauen. Dies entspricht etwa der größten jemals beobachteten Meereisfläche im Sektor der Ross-See. Anders ausgedrückt wird durch diesen Effekt ein Rückgang der vom Meereis bedeckten Fläche von mehr als 20% verhindert.

*Bintanja et al.* (2015) haben für das RCP 8.5 Szenario, das eine CO<sub>2</sub>-Verdoppelung in knapp 60 Jahren vorsieht, einen sogar leicht positiven Meereistrend innerhalb von 40 Jahren mit einem Frischwassereintrag von knapp 0.038 Sv simulieren können. Berechnet man für W65, W75 ebenso eine 40 Jahre umfassende Trendgerade zeigt sich ebenso eine leicht positive Entwicklung. Dies wird in Folge der großen Zahlenwerte der Meereisausdehnung in Figur 3 nur schwer ersichtlich.

In den letzten 15 Dekaden der Zeitserie dominiert jedoch der Einfluss der positiven Kohlenstoffdioxid-Entwicklung, sodass sich ab 1390 alle Modelllauf angleichen.

Die durchschnittliche Meereisdicke weist einen ähnlichen Verlauf auf. Laut *Latif et al.* (2013) beträgt die über 1000 Jahre gemittelte Dicke des Meereis im Antarktischen Raum in einem reinen Kontrolllauf des KCM, basierend auf heutigen Klimadaten, etwa  $0.69 \pm 0.72$  m. Die winterlichen Meereisdicken (Juli-September) von W55, W65 respektive W75 liegen deutlich unter diesem Mittelfeld, wenn gleich sie im Toleranzbereich enthalten sind. Das Maximum aller drei Modellläufe liegt bei nur knapp über 27.5 cm. Eine Erklärung dafür könnte einerseits im Einschwingprozess des Klimamodells liegen, vgl. Daten der Meereiskonzentration. Andererseits könnte wegen dem starken

CO<sub>2</sub>-Anstieg und der Modelllaufzeit von nur 200 Jahren ein Einschwingen um diesen Wert unmöglich sein. An dieser Stelle könnte die Interne Variabilität des KCM mit einem ausgeprägten „multicentential mode“ auch eine Rolle spielen, siehe *Martin et al.* (2014).

Betrachtet man nun die regionalen Differenzen der Meereiskonzentrationen zwischen den Modellläufen, können besonders im Bereich des Ausstroms des Weddellwirbels entlang Antarktische Halbinsel sowie im Südlichen Antillenmeer markante positive Anomalien zum Kontrolllauf festgestellt werden. Diese lassen sich mit dem größeren Meereistransport in Folge einer höheren

Geschwindigkeit des Wirbels bei zusätzlichen Süßwassereintrag erklären. Durch Letzteren vergrößert sich der Dichtegradient zwischen Zentrum (hohe Dichte) des Weddellwirbels und dem südlichen küstennahen Weddell-Meer. Mit Ausnahme einiger Regionen in der Ross-See, in der Bellinghausen-See bzw. in der Davis-See wird ein Großteil des Antarktischen Ozeans in den ersten 100 Jahren von positiven Differenzen der Meereiskonzentration bezüglich dem W55-Lauf geprägt.

Das KCM stimmt somit mit der beobachteten positiven Entwicklung der Meereisausdehnung in vier der fünf antarktischen Sektoren größtenteils überein. Allein im Bereich des Weddell - Meer findet sich kein Anzeichen für eine Stagnation der Meereisfläche. Anstatt dessen wird ein markanter positiver Trend in den ersten fünfzig Jahren simuliert. Da der Weddell-Sektor aber die Mehrheit des antarktischen Meereis enthält, ist die Übereinstimmung mit den Beobachtungswerten nur gering.

Nach *Bintanja et al.* (2015) sollten in den ersten vierzig Jahren im Bereich der Bellinghausen-See, der Amundsen-See, der Davis-See als auch nördlich der Küste von Königin-Maud-Land große positive Differenzen der Meereiskonzentration zwischen dem Lauf mit 0.038 Sv und dem Kontrolllauf ohne Süßwassereintrag existieren. Einzig für die Regionen der Bellinghausen-See respektive Amundsen-See sowie die Meeresgebiete östlich des Weddell-Meer untermauert das KCM im Zeitraum von 1300-1349 diese Simulationsergebnisse. Sowohl die Differenz W75-W55 als auch W65-W55 zeigen besonders im Bereich der Davis-See negative Anomalien zum Kontrolllauf auf. Wie schon vorher beschrieben, könnte die Ursache für diese markante negative Differenz in einem ozeanischen Ereignis liegen, wie zum Beispiel Tiefenkonvektion.

Die Auswirkungen der Süßwassereinträge entlang der Antarktis beschränken sich jedoch keinesfalls nur auf die Entwicklung von Meereis. Letzteres besitzt in W75 /W65 bis 1390 eine größere Ausdehnung im Kontrolllauf, wodurch es möglicherweise in Folge des Eis-Albedo-Effektes regional in den ersten 100 Jahren (W65) bzw. über die gesamte Zeitserie (W75) zu geringeren Anstiegen der Temperaturen als im Kontrolllauf kommt. Dieser Effekt liegt aber nur in der Größenordnung von wenigen Zehntel Kelvin. Dennoch sorgen die Süßwassereinträge entlang der Antarktis tendenziell in der Südhemisphäre für eine Abmilderung des Temperaturtrends in Folge der positiven CO<sub>2</sub>-Entwicklung. Gleichwohl erwärmen sich besonders die polaren Regionen der Nordhemisphäre in den Süßwasser geforceden Modellläufen stärker als im W55. Auffällig ist dabei das stetige Maxima über der Barentsee. In W55 weist dieser Bereich eher einen Temperaturtrend von 10K auf, da die Region im Grenzbereich zwischen einer nordatlantischen Luftmasse und der polaren Luftmasse liegt. Erstere weist einen geringen Temperaturanstieg (<7K) zwischen 1300 bis 1499 auf. Dagegen zeichnet die polare Luftmasse eine Temperatursteigerung von mehr als 12K aus.

In den Modellläufen mit zusätzlichen Süßwassereinträgen verschiebt sich diese Grenzfläche nach Westen, wodurch über der Barentsee polare Temperaturtrends (>12K) dominieren.

Ferner können auch die Einflüsse von Tiefenwasserbildung in diesem Meeresgebiet in W75 oder W65 eine Rolle spielen. Im Bereich des südöstlichen Weddell-Meer kann ebenfalls eine markante positive Temperaturanomalie zum Kontrolllauf ab dem Jahr 1350 nachgewiesen werden.

Dies könnte bei der dort vorherrschenden südlichen Richtung des 10m-Windes, beispielsweise durch kurzzeitig eisfreie Meeresflächen hervorgerufen werden. Ein Großteil des Meereises könnte dann durch den in W75 oder W65 intensiveren Weddellwirbel abtransportiert werden. Daraufhin könnte sich ein großer Fluss von latenter und fühlbarer Wärme zwischen der wärmeren lokal eisfreien Meeresoberfläche und den darüber liegenden wesentlich kälteren antarktischen Luftmassen

etablieren. Wodurch aber auch die Bedingung für die Meereisbildung verbessert werden könnte. Dies könnte sich in der durchweg größeren Meereiskonzentration der Region in W75 als auch W65 im Vergleich zum Kontrolllauf widerspiegeln.

Die regionalen Differenzen der 2m -Temperatur der beiden Modellläufe zu W55 der ersten 50 Jahre stimmen dabei relativ gut mit den Temperaturanomalien der Meeresoberflächentemperatur von *Bintanja et al.*(2015), zwischen dem mit 0.038 Sv geforceten Lauf und dem Ungeforceten, überein.

Im Bereich des Weddell-Meer kann auch ein gewisser Zusammenhang zwischen der Entwicklung des Süßwassereintrages, der Meereisausdehnung sowie der 2m-Temperatur gefunden werden.

Tendenziell scheint das KCM auf kleine Änderungen des Süßwassereinflüsse empfindlicher zu reagieren als auf Schwankungen mit großer Amplitude.

Außerdem scheint auch ein gewisser Einfluss der zusätzlichen Schmelzwassereinträge entlang der Antarktis auf den Oberflächendruck zu bestehen. In W75 und W65 weist die polare Frontalzone im Mittel größere meridionale Auslenkungen im Vergleich zum Kontrolllauf auf. Dies könnte einher gehen mit einer stärker turbulenten Westwindzirkulation als auch mit der verstärkten Bildung von dynamischen Druckgebilden im subpolaren (bis gemäßigten) Raum über dem Antarktischen Ozean (und angrenzender Ozeane). Dennoch scheinen die Verschiebungen im Bodendruckfeld in der Größenordnung von betragsmäßig maximal 1.5 hPa zu W55 nur eine beschränkte Wirkung zu besitzen, da der meridionale Druckgradient in subpolaren südlichen Breiten deutlich größer ist.

Jedoch konnten auch Anzeichen für eine schnellere Verringerung der Stärke des antarktischen polaren Kältehochs in Folge der zusätzlichen Süßwassereinträge gefunden werden. Dieser möglicherweise heftigere negative Trend lässt sich mit der leicht stärkeren Erwärmung über der Antarktis ab etwa 1350 in W65 bzw. ab 1450 in W75 als im Kontrolllauf erklären.

Diese Abweichungen vom Bodendruck in W55 liegen aber ebenfalls nur in der Größenordnung von minimal -1.5hPa.

Weiterhin konnten Auswirkungen der Süßwassereinträge auf das NEMO Ozeanmodell im Bereich des Weddell-Meer nachgewiesen werden. Die vorhin schon erwähnte Verstärkung des Weddellwirbels zählt dazu. Sie wird durch die großflächige starke Verringerung des Salzgehaltes im südlichen Weddell-Meer hervorgerufen. Diese wiederum lässt sich mit den zusätzlichen Süßwassereinträgen im ECHAM 5/6 - Atmosphärenmodell entlang der Küste erklären.

Dadurch baut sich binnen fünf Dekaden ein bedeutender Dichtegradient zwischen jenen Regionen und dem Zentrum des Weddellwirbels auf. Dieser sorgt für eine zusätzliche Beschleunigung der Strömung. Der beschriebene Dichtegradient baut sich im Kontrolllauf erst ab der zweiten Hälfte der Zeitserie auf. Somit wird auch in W55 eine Verstärkung der zyklonalen Meeresströmung simuliert, wenn gleich die Geschwindigkeiten deutlich geringer sind als in den Süßwasser geforceten Läufen.

Einen ähnlichen Effekt wurde auch von *Behrens et al.* (2016) nachgewiesen.

Weiterhin konnte eindeutig gezeigt werden, dass die Süßwassereinträge entlang der Antarktis die Wassersäule im Weddell-Meer in Folge der Stratifizierung derart stabilisieren, sodass Tiefenkonvektionsereignisse nicht mehr möglich sind. In W75 zeigt sich diese Entwicklung knapp 50 Jahre eher als im Kontrolllauf. Wodurch auch bewiesen wird, dass sich die stabilisierende Wirkung durch die Erwärmung oberflächennaher Wasserschichten in Folge des CO<sub>2</sub>-Anstiegs sowie die durch den Süßwassereintrag hervorgerufene Verringerung der Dichte der obersten Wassermassen aufsummieren.

Dementsprechend kann wie bei *Laverne et al.*(2014) nachgewiesen werden, dass die Temperaturanstiege eine stark hemmende Wirkung auf die Tiefenwasserbildung haben. Weiterhin zeigt sich auch, dass der zusätzliche Süßwassereintrag einen weiteren negativen Einfluss auf die Entstehung solcher tief reichender Konvektionsprozesse besitzt. Somit kann diese These von *Goose et. al.* (2014) bestätigt werden.

Dadurch wird ersichtlich, dass dieser zusätzliche Süßwassereinfluss entlang der Antarktis nicht nur

auf interannualen oder multidekadischen Zeitskalen einwirkt sondern auch die globale Thermohaline Zirkulation beeinflusst. Weiterhin wird auch ersichtlich, dass ein regionales Phänomen, wie in diesem Fall die Süßwassereinträge in den Antarktischen Ozean, globale Auswirkungen haben kann. Zusammenfassend lässt sich dementsprechend sagen, dass die Antwort des KCM auf solche Ereignisse keinesfalls lokal sowie zeitlich beschränkt ist.

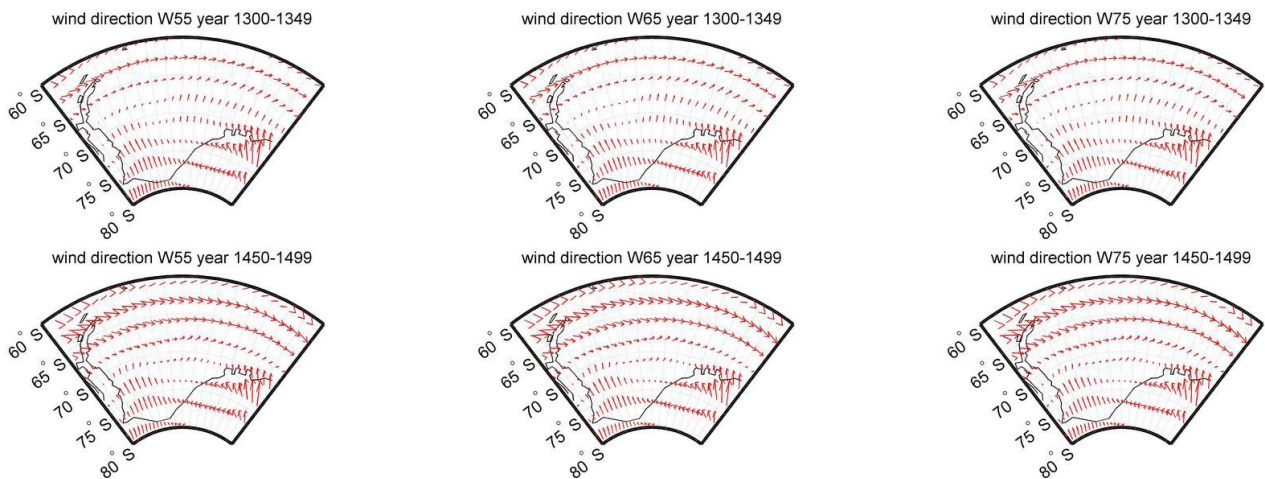


## **Referenzen**

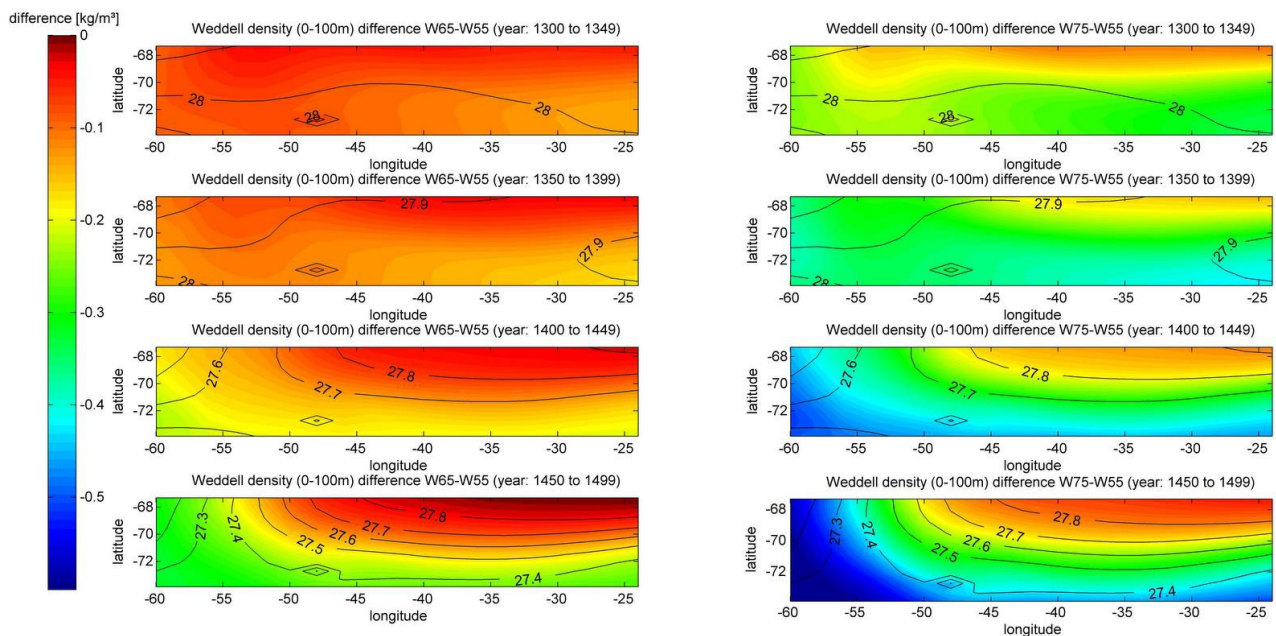
- R. Bintanja, G.J. Van Oldenborgh, C.A. Katsman :The effect of increased fresh water from Antarctic ice shelves on future trends in Antarctic sea ice, *Annals of Glaciology*, Vol. 56, 120- 126, 2015
- E. Behrens, G. Rickard, O. Morgenstern, T. Martin, A. Osprey, M. Joshi : Southern Ocean deep convection in global climate models: A driver for variability of subpolar gyres and Drake Passage transport on decadal timescales, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 121, 3905-3925, 2016
- F.D. Carsey: Microwave observation of the Weddell Polynya, *Mon. Weather Review*, Vol. 108, 2032-2044, 1980
- P. Fretwell, H. D. Pritchard, D. G. Vaughan, J. L. Bamber, N. E. Barrand, R. Bell, C. Bianchi, R. G. Bingham, D. D. Blankenship, G. Casassa, G. Catania, D. Callens, H. Conway, A. J. Cook, H. F. J. Corr, D. Damaske, V. Damm, F. Ferraccioli, R. Forsberg, S. Fujita, Y. Gim, P. Gogineni, J. A. Griggs, R. C. A. Hindmarsh, P. Holmlund, J. W. Holt, R. W. Jacobel, A. Jenkins, W. Jokat, T. Jordan, E. C. King, J. Kohler, W. Krabill, M. Riger-Kusk, K. A. Langley, G. Leitchenkov, C. Leuschen, B. P. Luyendyk, K. Matsuoka, J. Mouginot, F. O. Nitsche, Y. Nogi, O. A. Nost, S. V. Popov, E. Rignot, D. M. Rippin, A. Rivera, J. Roberts, N. Ross, M. J. Siegert, A. M. Smith, D. Steinhage, M. Studinger, B. Sun, B. K. Tinto, B. C. Welch, D. Wilson D. A. Young, C. Xiangbin, A. Zirizzotti: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, Vol. 7, 375-393, 2013
- H. Goose, V. Zunz : Decadal trends in the Antarctic sea ice extent ultimately controlled by ice-ocean feedback, *The Cryosphere*, 8, 453-470, 2014
- M. Latif, T. Martin, W. Park: Southern Ocean Sector Centennial Climate Variability and Recent Decadal Trends, *Journal of climate*, Vol. 26, 7767-7782, 2013
- T. Martin, W. Park, M. Latif: Southern Ocean forcing of the North Atlantic at multi-centennial time scales in the Kiel Climate Model, *Deep Sea Research II*, Vol 114, 39-48, 2014
- C. de Lavergne, J.B. Palter, E.D. Galbraith, R. Benardello, I. Marinov: Cessation of deep convection in the open Southern Ocean under anthropogenic climate change , *Nature Climate Change*, Vol. 4, 278-282, 2014
- W. Park, M. Latif: Pacific and Atlantic Multidecadal Variability in the Kiel Climate Model, *Geophysical Research Letters*, Vol. 37, 2010
- I. Velicogna: Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, 1944-8007, 2009
- V. Zunz, H. Goose: Influence of freshwater input on the skill of decadal forecast of sea ice in the Southern Ocean, *The Cryosphere*, Vol. 9, 541-556, 2015



## Anhang



**Figur 13:** gemittelter 10-Meter Wind im Bereich des Weddell-Meeres in den Zeiträumen 1300-1349 sowie 1450-1499



**Figur 14:** gemittelte Dichtedifferenz der obersten 100m der Wassersäule in W75 bzw. W65 im Bereich des südlichen Weddelwirbels zum Kontrolllauf in den Zeiträumen 1300-1349, 1350-1399, 1400-1449, 1450-1499, in Konturen die  $\sigma$ -Dichte in W55



### **Erklärung**

Hiermit erkläre ich, Gunnar Behrens, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium (Name der Datei: Behrens\_1013684.pdf)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, den

Gunnar Behrens